

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

**Indicadores paleoambientales durante la crisis Smithiense-Spathiense
(Triásico inferior) en medios continentales del oeste del Peri-Tethys**

**Paleoenvironmental indicators for the the Smithian-Spathian (Early
Triassic) crisis in continental rocks of the Western Peri-Tethys**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Violeta Borrue! Abadía

Directores

José López Gómez
José Fernández Barrenechea
Raúl de la Horra del Barco

Madrid, 2017



**INDICADORES PALEOAMBIENTALES DURANTE LA
CRISIS SMITHIENSE-SPATHIENSE (TRIÁSICO
INFERIOR) EN MEDIOS CONTINENTALES
DEL OESTE DEL PERI-TETHYS**

**PALAEOENVIRONMENTAL INDICATORS FOR THE
SMITHIAN-SPATHIAN (EARLY TRIASSIC)
CRISIS IN CONTINENTAL ROCKS OF
THE WESTERN PERI-TETHYS**

TESIS DOCTORAL
VIOLETA BORRUEL ABADÍA
MADRID, ABRIL DE 2017

Directores: Dr. José López Gómez
Dr. José Fernández Barrenechea
Dr. Raúl De La Horra Del Barco

Instituto de Geociencias (CSIC-UCM)

Departamento de Estratigrafía
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid



UNIVERSIDAD
COMPLUTENSE
MADRID

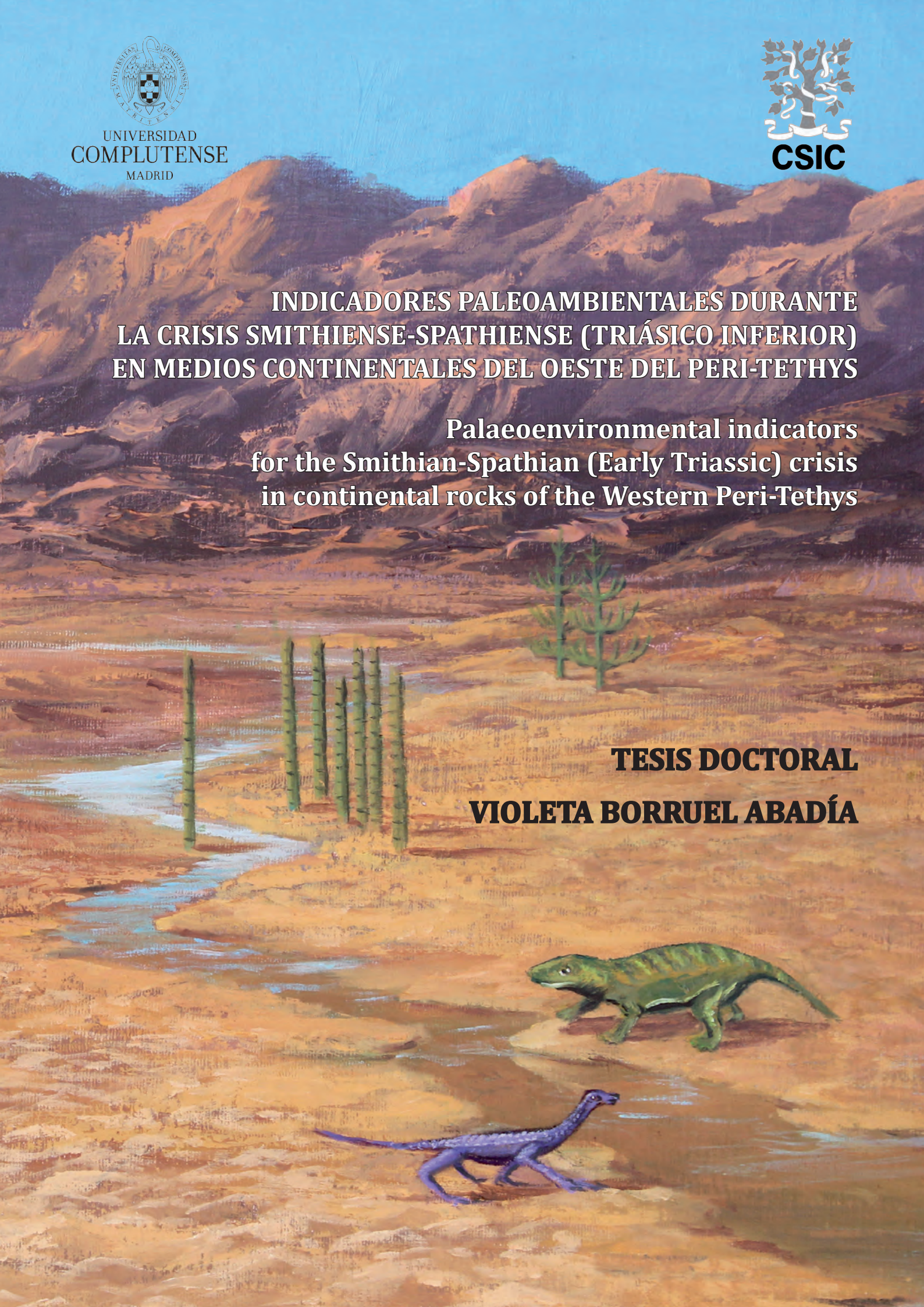


**INDICADORES PALEOAMBIENTALES DURANTE
LA CRISIS SMITHIENSE-SPATHIENSE (TRIÁSICO INFERIOR)
EN MEDIOS CONTINENTALES DEL OESTE DEL PERI-TETHYS**

**Palaeoenvironmental indicators
for the Smithian-Spathian (Early Triassic) crisis
in continental rocks of the Western Peri-Tethys**

TESIS DOCTORAL

VIOLETA BORRUEL ABADÍA



**INDICADORES PALEOAMBIENTALES DURANTE LA
CRISIS SMITHIENSE-SPATHIENSE (TRIÁSICO
INFERIOR) EN MEDIOS CONTINENTALES
DEL OESTE DEL PERI-TETHYS**

**PALAEOENVIRONMENTAL INDICATORS FOR THE
SMITHIAN-SPATHIAN (EARLY TRIASSIC)
CRISIS IN CONTINENTAL ROCKS OF
THE WESTERN PERI-TETHYS**

**TESIS DOCTORAL
VIOLETA BORRUEL ABADÍA**

MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS GEOLÓGICAS (DOCTORADO EUROPEO)

MADRID, ABRIL 2017

Tesis doctoral realizada en el en el Instituto de Geociencias
(CSIC-UCM) y en el Departamento de Estratigrafía de la
Universidad Complutense de Madrid

*A mis padres, hermanos y Alfonso,
por su amor y apoyo constante, por todo y por tanto.*

AGRADECIMIENTOS

Al finalizar los cuatro años de camino en la realización de esta tesis doctoral sientes que el tiempo pasa muy rápido, pero al echar la vista atrás te das cuenta de todos los momentos vividos, conocimientos aprendidos y la cantidad de personas que se han cruzado en tu camino, enriqueciéndote de una manera u otra.

Por ello, quiero agradecer a mis directores, los Drs. José López, José Barrenechea y Raúl De la Horra, el haberme escogido para la realización de esta tesis. Me gustaría agradecerles su apoyo, los buenos momentos compartidos en las salidas de campo y congresos, las discusiones científicas y por todo lo que he aprendido de ellos durante este proceso. Gracias por compartir conmigo vuestros conocimientos y guiarme en el mundo de la investigación, por vuestros consejos, correcciones y sugerencias que han sido imprescindibles para la finalización de este manuscrito, y el haberos implicado en los últimos meses cuando hacía falta un esfuerzo extra y las fechas nos “encorrían”, teniéndome presente incluso los fines de semana. Sobre todo, quería agradecerles todo el tiempo que me han dedicado y la generosidad para enseñarme sus conocimientos. Gracias a ellos ha sido posible la realización de este trabajo.

También me gustaría dar las gracias a los Departamento de Estratigrafía y de Mineralogía de la Universidad Complutense de Madrid y al Instituto de Geociencias del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, que me han dado cobijo durante todo este tiempo y han puesto a mi disposición los medios para desarrollar la investigación. A todo su personal que siempre ha estado disponible para echarme una mano, y en especial, a los directores del Departamento de Estratigrafía, los Drs. Javier Martín Chivelet y Agustín Pieren.

Al Ministerio de Economía y Competitividad que me otorgó una beca de formación de personal investigador, asociada a los proyectos CGL2011-24408 y CGL2014-52699P, gracias a la cual he podido desarrollar esta investigación. Quiero dar gracias también a la educación pública que ha permitido mi formación desde los tres años, y gracias a los contribuyentes que permiten que los servicios públicos funcionen y este tipo de ayudas todavía sigan existiendo.

A la Dra. Evelyn Kustatscher que me acogió con los brazos abiertos, incluso en su casa, para que pudiese realizar una estancia en Bolzano. Y trabajó sin reparos para enseñarme sus conocimientos de la flora pérmica y triásica que tan entusiasmadamente la estudia.

A Giusy Forte, que me enseñó sus conocimientos sobre cutículas, y en la que encontré apoyo y complicidad. Y a toda la gente del museo de Bolzano, especialmente a Andreas, y a Lorenzo, que desde el primer momento me acogieron e hicieron mi estancia mucho más agradable, compartiendo momentos de montaña, esquí y cervezas.

A la Dr. Carmen Diéguez, por compartir sus conocimientos de botánica y hacerme un hueco en su despacho.

Al Dr. Ausonio Ronchi por enseñarnos desinteresadamente los afloramientos de Cerdeña, por sus detallados comentarios y correcciones provechosas, por las bonitas fotografías que siempre nos envía.

Al Dr. Jacinto Alonso por prestarme su laboratorio en la Universidad de Castilla-La Mancha y realizar los análisis geoquímicos de roca total, por sus comentarios en diversos manuscritos.

Al Dr. Javier Luque, que siempre tiene un momento para compartírnos un artículo recién publicado y sus comentarios enriquecedores en distintos trabajos.

Al Dr. Luis Buatois quien me enseñó los misterios de la bioturbación y gracias a ellos ha sido posible la redacción de un capítulo en esta tesis.

A los Drs. Simon Botrell y Robert Newton que permitieron que realizase una estancia en Leeds y me abrieron las puertas de la universidad y los laboratorios.

Al Dr. Bienvenido Díez y Manuel Juncal, que han hecho lo posible para conseguir nuevas dataciones de asociaciones de polen y esporas en el laboratorio de la Universidad de Vigo.

Al Dr. Piero Gianolla, por enseñarnos los afloramientos de los Dolomitas, preparándonos una fantástica salida de campo.

Al Dr. Alberto Pérez, por sus detallados comentarios sobre esta tesis haciendo que mejorase.

A la Dra. Laura González y el Dr. Ignacio Santisteban por permitirme colaborar en las prácticas de sus asignaturas.

A Modesto Escudero que ha materializado el libro que tienes en tus manos, encargándose de las labores de imprenta de forma desinteresada y siempre de buen humor.

A la Comisión de Doctorado de la Facultad de Ciencias Geológicas, por preocuparse e involucrarse en todos los trámites para que la tesis saliese adelante.

A Maribel Sevillano, Angelina Ruano, Sonia Barranco y Lidia Bartolomé, cuya ayuda con el papeleo ha sido imprescindible. Y a Andrés Lira, que se ha encargado de que los sistemas informáticos no hicieran de las suyas en los peores momentos.

Al Dr. Juan Cruz Larrasoña, que gracias a su generosidad inicié el camino de la investigación. A toda la gente del laboratorio de paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (CSIC), por acogerme y ayudarme con los análisis de paleomagnetismo. Y a Daniel Rey por sus comentarios sobre los resultados obtenidos.

A Alfredo y Ana del Centro Nacional de Microscopía Electrónica, por ayudarme a encontrar los minerales APS, intentando sacar los mejores análisis y fotografías.

A toda la gente que forma parte del departamento de estratigrafía, que con su buen ambiente hacen la tesis más llevadera.

A los becarios y doctores con los que he compartido tantas conversaciones y comidas: a M^a José, encargada de reunirnos para comer (desde que no estás es mucho más desastre), que creaba el buen ambiente en el despacho y quien me ha prestado la plantilla de esta tesis. A Paco, siempre dispuesto a dar ánimos y echarme una mano. Belén, que desde el primer momento no ha tenido reparos en ayudarme con cualquier duda sobre el “Trias”. Roselis, con la que he compartido las preocupaciones sobre esta tesis (¡ánimo, ya queda poco) y alegra las comidas. A Juncal, Emma, Pablo, Alberto, Davinia y Mario. A Sonia, siempre risueña y levantando el ánimo. Y a Maialen, mi compañera de despacho últimamente, con quien me he podido desahogar, especialmente en estos últimos meses más duros, y que gracias a sus conversaciones esta tesis ha sido mucho más amena.

A las pedagogas del Conservatorio María de Ávila, especialmente a Noemí, que han hecho que las horas de danza se disfrutasen el doble, y han sido un apoyo en los momentos difíciles. Gracias también a su generosidad con los apuntes han permitido que compaginase esta tesis con los estudios del conservatorio superior.

Especialmente, con todo mi cariño me gustaría dedicar esta tesis a toda mi familia y Alfonso, por hacer lo posible para que pueda lograr mis sueños, por motivarme y apoyarme de manera incondicional.

A mis padres, Mariví y Ángel, que siempre me han apoyado y creído en mí. Y gracias a su esfuerzo ha sido posible que realizase mis estudios y creciese como persona. A Mariví, por la portada de esta tesis.

A Lucía y Miguel, mis dos hermanos, que han hecho que la vida sea más divertida, en los que siempre he tenido un apoyo y alguien a quien contarles mis cosas. Con los que he compartido tantos momentos de risas y juegos. Que siempre han deseado lo mejor para mí.

A mi abuela Conchita, que de una manera discreta siempre ha estado allí para todo lo que necesitase.

A mi tía Rosi, que desde pequeña se ha preocupado por mí y he podido contar con ella en cualquier momento.

A Alfonso, por estos casi doce años compartidos, porque haces que duerma cuando la tesis me asalta la cabeza, por darme fuerza. Y gracias por las correcciones de algún capítulo y aguantar mis rollos sobre geología y otras temas.

Y a ti, intrépido/a lector/a.

Grandan dankon!

¡Muchas gracias!

ÍNDICE

ABSTRACT	7
RESUMEN	9
1. INTRODUCCIÓN	13
1.1. Presentación	15
1.2. Planteamiento del trabajo y objetivos generales	15
1.3. Las crisis del límite Pérmico-Triásico y Triásico Inferior	20
1.4. Marco geográfico	27
1.4.1. Cordillera Ibérica	28
1.4.2. Cordillera Costero Catalana	29
1.4.3. Menorca	30
1.4.4. Cerdeña	30
1.5. Marco geológico	31
1.5.1. Cordillera Ibérica	31
1.5.2. Cordillera Costero Catalana	31
1.5.3. Menorca	32
1.5.4. Cerdeña	33
1.6. Evolución tectónica durante el comienzo del Ciclo Alpino	34
1.6.1. Iberia	34
1.6.1.1. Cuenca Ibérica	35
1.6.1.2. Cuenca Catalana	37
1.6.2. Menorca	38
1.6.3. Cerdeña	39
1.7. Paleogeografía	39
2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	43
2.1. Trabajos generales de la crisis Pérmico-Triásica, Smithiense- Spathiense y la recuperación	45
2.2. Trabajos sobre minerales APS en medios sedimentarios y su relación con la acidez en el medio	47
2.3. Sedimentos continentales Pérmicos y Triásicos de las áreas de estudio .	49
2.3.1 Cordillera Ibérica	49

2.3.2 Cordillera Costero Catalana	56
2.3.3 Menorca.....	58
2.3.4 Cerdeña	59
3. CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES	63
3.1 Litoestratigrafía	65
3.1.1 Cordillera Ibérica	66
3.1.1.1 Formación Conglomerados de Boniches	69
3.1.1.2 Formación Limos y Areniscas de Alcotas	71
3.1.1.3 Formación Areniscas del Cañizar	73
3.1.1.4 Formación Lutitas y Areniscas de Eslida	75
3.1.2 Cordillera Costero Catalana	77
3.1.2.1 Unidad Conglomerados de Prades Inferiores	78
3.1.2.2 Unidad Conglomerados de Prades Superiores	80
3.1.2.3 Unidad Areniscas de Prades	80
3.1.2.3.1 Unidad Areniscas de Prades Inferiores	82
3.1.2.3.2 Unidad Areniscas de Prades Superiores	82
3.1.4 Menorca	83
3.1.4.1 Unidad P1	83
3.1.4.2 Unidad P2	85
3.1.4.3 Unidad P3	86
3.1.4.4 Unidad B1	87
3.1.4.5 Unidad B2	88
3.1.5 Cerdeña (Región de Nurra)	89
3.1.5.1 Fm Cala del Vino	89
3.1.5.2 Fm Conglomerado de Porticciolo	91
3.1.5.3 Fm Areniscas de Cala Viola	92
3.2 Cronoestratigrafía	95
3.2.1. Cordillera Ibérica.....	95
3.2.2. Cordillera Costero Catalana	99
3.2.3. Menorca	100
3.2.4. Cerdeña	101
3.2.5 Correlación de las unidades de las distintas cuencas	102

3.3 Sedimentología	105
3.3.1 Facies	106
3.3.2 Asociaciones de facies	112
3.3.3 Elementos arquitectónicos	114
4. INDICADORES DE ACTIVIDAD ORGÁNICA	121
4.1. Bioturbación	123
4.1.1 Introducción	123
4.1.2 Materiales y métodos	123
4.1.3 Análisis Ichnológico	125
4.1.4 Discusión y conclusiones	129
4.2. Estudio pedogénico	133
4.2.1 Introducción	133
4.2.2. Paleosuelos de las unidades pérmicas de la Cordillera Ibérica ...	133
4.2.3. Paleosuelos de las unidades triásicas de la Cordillera Ibérica	136
4.3 Macroflora (en inglés)	141
4.3.1. Introduction	141
4.3.2. Material and methods	144
4.3.3 Permian macroflora	144
4.3.3.1. Plant assemblages	146
4.3.3.2. Taphonomy.....	149
4.3.3.3. Discussion.....	152
4.3.4. Triassic macroflora	158
4.3.4.1. Plant assemblages	160
4.3.4.2. Taphonomy	164
4.3.4.3. Discussion	167
5. RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA	175
5.1. Introducción.....	177
5.2 Reconstrucción paleoclimática de las unidades estudiadas	181
5.2.1 Formación Alcotas	181
5.2.2 Formación Cañizar	186
5.2.3 Formación Eslida	188
5.3. Implicaciones paleoclimáticas y paleogeográficas	192

6. INDICADORES MINERALÓGICOS Y GEOQUÍMICOS	197
6.1 Petrología	199
6.2 Mineralogía y geoquímica de LOS minerales APS	201
6.2.1. Introducción	201
6.2.2. Minerales APS del área de estudio	202
6.2.2.1. Estudios previos en la Cordillera Ibérica y Costero Catalana	202
6.2.2.2. Características texturales y composicionales de los APS en otras cuencas del oeste del Tethys	203
6.2.3. Método para la cuantificación de minerales APS	210
6.2.3.1. Metodología	210
6.2.3.2. Resultados	214
6.2.3.2.1. Cuantificación a partir de los mapas de distribución de elementos	214
6.2.3.2.2. Análisis geoquímicos sobre roca total	216
6.2.3.3. Validez del método de cuantificación	217
6.2.4 Minerales APS en diferentes cuencas del oeste del Peri-Thetys...	219
6.2.4.1 Resultados	220
6.2.4.2 Discusión	224
7. DISCUSIÓN.....	229
7.1 Método de cuantificación de los minerales APS	232
7.2 Cordillera Ibérica	234
7.2.1 Sedimentos pérmicos	234
7.2.2 Sedimentos triásicos.....	239
7.3 Cuencas del oeste del Tethys	243
7.4 La acidificación y su repercusión en el medio	247
8. CONCLUSIONES	255
8. CONCLUSIONS	260
9. BIBLIOGRAFÍA.....	265

ABSTRACT / RESUMEN

ABSTRACT

The main objective of this PhD thesis is to approach from a multidisciplinary point of view, and for the first time in western Europe, the environmental crisis that occurred during the late Smithian and early Spathian (Olenekian, Early Triassic). This crisis has been observed both in continental and marine environments throughout the planet, but until recently it had been masked by a more severe previous crisis, which occurred during the Permian-Triassic (P-T) boundary, some 3 m.y. before. Both crises are interrelated because the P-T was triggered by intense, volcanic activity in the Siberian Traps, while the S-S was possibly related to a rebound of the same volcanism. Although the S-S crisis represented a lower mortality in the species than the one occurred in the P-T, it represented an interruption in the recovery trend of the latter.

The study has been carried out in continental environments, specifically in the Iberian Ranges, extending later to the Catalan Coastal Ranges and the islands of Minorca and Sardinia in order to know whether the environmental variations were similar in other basins. The approach has been carried out from different disciplines, including studies of mineralogy, sedimentology, palaeosols, bioturbation, palaeoflora and climates. Methodologically, a palaeoenvironmental framework has been established, and the changes to this framework have been compared with mineralogical variations, specifically in the concentration of strontium-rich aluminium phosphate-sulphate minerals (APS minerals). These minerals can potentially be indicators of pH in the precipitation moment, since they require acidic conditions. The textural data obtained indicate that the mineral phases in the study area were formed during early diagenesis, before sediment compaction, which allowed inferring that they precipitated in contact with acidic meteoric waters. Therefore, the variations in their concentration can be used to determine the duration and intensity of the acidic conditions in the environment.

To this end, the development of a quantification method of these mineral phases has been fundamental, since their small size and optical properties do not allow identification under optical microscopy. Therefore, a method based on the mapping of constituent elements of APS minerals (P, S, Sr and Ca) in thin sections on the microprobe has been proposed.

The characterization and quantification of these minerals has allowed establishing variations of their concentration in middle-upper Permian and the Lower-Middle Triassic sediments. As a first result, a low content of APS minerals in the Permian rocks has

been observed, which coincides with the presence of abundant bioturbation, flora and palaeosols in an environment with humid and semi-arid climatic conditions.

In the continental basins of this study there is no record for the upper Permian or for the basal part of the Early Triassic. However, in the Smithian-Spathian boundary a great increase in the relative concentration of these mineral phases takes place in all basins studied. The values remain high until the middle Spathian. This interval presents climatic conditions with alternating arid and semi-arid periods and no remains of biotic activity indicators (such as palaeosols, flora, bioturbation and fauna) have been found. Therefore, in this time interval, sustained conditions of high acidity in the environment that were adverse for the development and maintenance of life is considered. These conditions affected, at least, the western zone of the Peri-Tethys, which at that time was located at a position near the equator (10° -14° N).

The decrease in the concentration of APS minerals in the studied area, and therefore the acidity, coincides with the beginning of the environmental recovery, during the middle Spathian, with the first signs of life after the crisis, such as bioturbation, traces of tetrapods and microflora, and the instauration of a wet phase. During the early Anisian the concentration of APS minerals is kept low and environmental restoration is complete, with the presence of different species of macroflora, palaeosols and abundant bioturbation, under alternating, humid and arid climatic conditions.

Thus, the environmental acidification was a major cause of the S-S biotic crisis, at least in the western Peri-Tethys. Although the ultimate causes of environmental acidification during the Smithian-Spathian boundary are not entirely clear, they seem to be related to the volcanic activity in the Siberian Traps mentioned above. This activity would inject CO₂ and other gases rich in Cl and F into the atmosphere, causing acidity of the system and triggering different types of alterations, which are also reflected in a negative excursion of the stable carbon isotopes. At the same time, the aridity of the climate and the absence of bioturbation and vegetation would help to maintain the acidic conditions in the environment, feeding back to the hostile conditions for life.

RESUMEN

El objetivo principal de esta tesis es abordar desde un punto de vista multidisciplinar, y por primera vez en el oeste de Europa, la crisis ambiental ocurrida durante el final del Smithiense y principios del Spathiense (Olenekiense, Triásico Inferior). Dicha crisis ha sido observada tanto en medios continentales como marinos en todo el planeta, pero hasta fechas recientes había quedado enmascarada por una crisis anterior más severa acaecida durante el límite Pérmico-Triásico (P-T), de la cual está separada por sólo por 3 m.a. Ambas crisis están interconectadas, ya que la del P-T estuvo desencadenada por una intensa actividad volcánica de las Trampas Siberianas, y la del Smithiense-Spathiense (S-S) se relaciona con un repunte del mismo vulcanismo. Aunque dicha crisis causó una menor mortalidad en las especies en continentes y océanos que la sucedida en el P-T, provocó una interrupción en la tendencia de recuperación de esta última, retardando con ello la aparición de la nueva fauna y flora tras la crisis P-T.

El estudio detallado en esta memoria se ha realizado en medios continentales, concretamente en la Cordillera Ibérica, extendiéndose posteriormente a la Cordillera Costero Catalana y a las islas de Menorca y Cerdeña, con el fin de conocer si las alteraciones ambientales fueron similares en otras cuencas. La forma de afrontarlo ha sido desde diferentes disciplinas, donde se incluyen estudios de mineralogía, sedimentología, paleosuelos, bioturbación, paleoflora y climas. El método seguido ha consistido en proporcionar un marco paleoambiental y, posteriormente, canalizar los cambios principales de éste mediante el estudio de las variaciones mineralógicas, concretamente en la concentración de minerales fosfato-sulfatos alumínicos (minerales APS) ricos en estroncio, que potencialmente pueden servir como indicadores del pH existente en el momento de su precipitación, ya que para ello requieren unas condiciones ácidas. Los datos texturales obtenidos en la zona de estudio indican que las fases minerales se formaron durante la diagénesis temprana, antes de la compactación de los sedimentos, lo que ha permitido inferir que precipitaron en contacto con aguas meteóricas ácidas, y por tanto, que las variaciones en su concentración pueden utilizarse para conocer la duración e intensidad de las condiciones de acidez en el medio.

Para la utilización de estos minerales con la finalidad de conocer las alteraciones ambientales ha sido fundamental desarrollar un método preciso de cuantificación de dichas fases minerales, debido a que por su pequeño tamaño y propiedades ópticas no

pueden identificarse bajo microscopía óptica. Por tanto, se ha propuesto un método basado en la realización de mapas de elementos constitutivos de los minerales APS (P, S, Sr y Ca) en láminas delgadas con técnicas de microsonda electrónica.

La caracterización y cuantificación de estos minerales ha permitido establecer la comparación de su concentración en los sedimentos del Pérmico medio-superior con aquellos del Triásico Inferior-Medio. Como primer resultado se ha observado un contenido bajo en minerales APS en las rocas pérmicas, que a su vez coincide con la presencia de abundante bioturbación, flora y paleosuelos en un medio con unas condiciones climáticas húmedas y semiáridas.

En las cuencas continentales objeto de estudio no existe registro sedimentario para la parte más alta del Pérmico superior ni para la parte basal del Triásico Inferior. Sin embargo, en el límite Smithiense-Spathiense se produce un gran incremento en la concentración relativa de estas fases minerales en todas las cuencas estudiadas, con unos valores que se mantienen altos hasta el Spathiense medio. Este intervalo presenta unas condiciones climáticas con periodos alternos áridos y semiáridos y no se han encontrado restos de indicadores de actividad biótica (como paleosuelos, flora, bioturbación y fauna). Por tanto, se considera que durante este intervalo de tiempo se dieron unas condiciones sostenidas de elevada acidez en el medio que fueron adversas para el desarrollo y mantenimiento de la vida, y que afectaron, al menos, a la zona del oeste del Peri-Tethys, que en ese momento se localizaba en una posición cercana al ecuador (10°-14° N).

El descenso de la concentración de los minerales APS en la zona estudiada, y por tanto de la acidez, coincide con el inicio de la recuperación ambiental, durante el Spathiense medio, apareciendo también los primeros indicios de vida tras la crisis, como bioturbación, huellas de tetrápodos y microflora, y la instauración de una fase húmeda. Durante el Anisiense inferior la concentración de minerales APS se mantiene baja y se produce el pleno restablecimiento ambiental, con la presencia de diferentes especies de macroflora, paleosuelos y abundante bioturbación, bajo unas condiciones climáticas alternantes, húmedas y áridas.

Por tanto, el análisis realizado en esta memoria permite demostrar en primer lugar, que la acidificación del medio fue una causa principal de la crisis biótica S-S, al menos en el entorno del oeste del Peri-Tethys y, en segundo lugar, proporciona una cuantificación indirecta de dicha acidez. Aunque las causas últimas de la acidificación del medio durante el límite Smithiense-Spathiense no están del todo claras, parecen estar relacionadas con la reactivación de la actividad volcánica de las Trampas Siberianas anteriormente citada,

que inyectarían CO₂ y otros gases ricos en Cl y F en la atmósfera, provocando acidez en el medio y desencadenando diferentes tipos de alteraciones, que también se ven reflejadas en una excursión negativa en los isótopos estables de carbono. Al mismo tiempo, la aridez del clima y la ausencia de bioturbación y vegetación ayudarían a mantener las condiciones ácidas en el medio, retroalimentando las condiciones hostiles para la vida.

1. INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN

La presente tesis doctoral ha sido realizada en el Instituto de Geociencias (IGEO; CSIC-UCM) y en los departamentos de Estratigrafía, y Cristalografía y Mineralogía de la Universidad Complutense de Madrid, bajo la dirección de los Doctores José López Gómez, José Fernández Barrenechea y Raúl De la Horra Del Barco. Así mismo ha sido financiada por una beca predoctoral de Formación de Personal Investigador (FPI; BES-2012-061959) del Ministerio de Economía y Competitividad, estando asociada a los proyectos CGL2011-24408 y CGL2014-52699P del mismo ministerio. Dentro del marco de esta beca, se han realizado dos estancias breves de tres meses de duración cada una, en el Museum of Nature South Tyrol de Bolzano (Italia), bajo la supervisión de la Dra. Evelyn Kustatscher, y en la School of Earth and Environment de la University of Leeds (Reino Unido), supervisada por los Drs. Simon Bottrell y Robert Newton.

Con esta tesis doctoral se opta al grado de Doctor con Mención Europea por lo que parte del texto ha sido redactado en inglés.

1.2. PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO Y OBJETIVOS GENERALES

Este trabajo surge como parte de un proyecto que estudia de forma multidisciplinar las rocas siliciclásticas de origen continental del Pérmico medio-superior y Triásico Inferior-Medio (facies Buntsandstein) en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, y su comparación y posible correlación con los sedimentos de esta misma edad en la Cordillera Costero Catalana.

Durante los años previos a mi incorporación para la elaboración de la tesis doctoral, dicho equipo realizó estudios sedimentológicos, estratigráficos, tectónicos, mineralógicos, geoquímicos y paleontológicos en los materiales citados de ambas cordilleras, como queda reflejado en numerosos trabajos publicados hasta la actualidad (ver capítulo de antecedentes). En estos estudios se describió la evolución en la vertical de los cambios ambientales acaecidos durante el Pérmico y el Triásico, pero no se compararon ambos periodos buscando las posibles causas de las crisis bióticas que tuvieron lugar en dicho intervalo de tiempo y de la recuperación posterior. Asimismo, las características de los primeros materiales triásicos se relacionaron con la gran crisis biótica del límite Pérmico-Triásico y su lenta recuperación posterior, sin embargo, no

existe registro sedimentario para dicho límite en estas cuencas y, además, en trabajos recientes se ha manifestado la importancia de la crisis ocurrida durante el tránsito Smithiense-Spathiense para comprender de manera correcta este periodo. Por otro lado, tampoco se había acometido la comparación con otras áreas emergidas en el oeste del Peri-Tethys durante este controvertido periodo de la historia geológica.

El objetivo principal de esta memoria de tesis doctoral se centra en conocer las posibles causas que provocaron las variaciones ambientales durante el final del Smithiense y principios del Spathiense (Olenekiense, Triásico Inferior), acontecidas todavía bajo las sombras de la crisis de la transición Pérmico-Triásico (P-T), y que representaron una nueva etapa de alteración en los ecosistemas y de crisis global. Para alcanzar este objetivo se ha canalizado la investigación en el estudio de la acidez del medio ambiente como una de las causas mayores de la alteración de los ecosistemas y de la crisis biótica de esta transición, así como la repercusión que tuvo en la posterior recuperación ambiental y de la vida.

Para abordar el estudio de la acidez se han analizado y cuantificado unos minerales ricos en aluminio, fósforo y azufre (minerales APS) que precipitan bajo condiciones de pH ácido y una vez formados son muy insolubles. Este estudio, sin embargo, se ha apoyado en otros aspectos, como la sedimentología, petrología, flora, paleosuelos y bioturbación que han servido para contrastar y corroborar los datos obtenidos, así como para obtener una reconstrucción paleoambiental durante el periodo de tiempo estudiado.

El equipo investigador en el que me encuentro ya había descrito la presencia de estos minerales APS, relacionando su precipitación con un ambiente ácido. Sin embargo, en el presente estudio se da una dimensión nueva a este aspecto mediante tres puntos principales: 1) cuantificación de los minerales APS, 2) caracterización de la transición Smithiense-Spathiense, y 3) extensión de los resultados a otras áreas del oeste del Peri-Tethys.

En un principio se planteó el estudio en la Cordillera Ibérica, pero durante el desarrollo del trabajo, y tras los primeros resultados obtenidos, se quiso conocer si las condiciones necesarias para la formación de los minerales APS se dieron también en el entorno del oeste del Tethys, y no solo estuvieron restringidas a las antiguas cuencas de dicha cordillera. Por ello, se han estudiado estos minerales en diferentes secciones de la Cordillera Ibérica, la Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña. A pesar de esta ampliación geográfica del área de estudio, la Cordillera Ibérica ha supuesto el núcleo central del análisis de este trabajo. El mejor conocimiento de sus unidades litoestratigráficas nos ha llevado a desarrollar los principales estudios de campo y los

análisis de laboratorio en las muestras obtenidas en esta zona.

Para comprender el significado de la presencia de estas fases minerales y realmente conocer si las condiciones ácidas fueron una de las causas responsables de la crisis biótica y del impedimento de la recuperación de la vida en el periodo de tiempo señalado, se ha comparado la concentración de estos minerales con parámetros geoquímicos, sedimentológicos y bióticos. Para ello, ha sido esencial desarrollar un método de cuantificación de los minerales APS, al mismo tiempo que se ha realizado una comparación de estos parámetros entre los sedimentos continentales del Pérmico medio - Triásico Medio con el fin de establecer variaciones relativas entre ambos periodos.

De esta manera se han marcado las siguientes fases de estudio (resumidas en la Fig. 1.1):

- Realización de una revisión bibliográfica de la litoestratigrafía y sedimentología de las unidades objeto de estudio de la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña, y su reconocimiento en campo, identificando las columnas estratigráficas levantadas en trabajos anteriores y realizando otras nuevas.

- Revisión de datos petrográficos y mineralógicos de las litologías que componen dichas unidades.

- Desarrollo de un método para la cuantificación de los minerales APS y comparación de las variaciones de su concentración en las diferentes unidades de la Cordillera Ibérica.

- Determinación de la presencia o ausencia de los minerales APS en otras áreas del oeste del Peri-Tethys (Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña), y en su caso, establecimiento de sus características composicionales y texturales, y aplicación del método de cuantificación desarrollado para la comparación de los resultados entre las distintas cuencas.

- Realización de análisis geoquímicos de roca total para elementos mayoritarios, minoritarios y trazas de las unidades pérmicas y triásicas de la Cordillera Ibérica.

- Estudio paleobotánico, tanto tafonómico como taxonómico, de la macroflora encontrada en las unidades de estudio de la Cordillera Ibérica. Estudio de la bioturbación (a partir de ichnofacies e ichnofábricas) en dichas unidades. Recopilación bibliográfica de los datos pedogénicos de las unidades pérmicas de la Cordillera Ibérica y estudio de los paleosuelos presentes en las unidades triásicas de esta cordillera. Todos estos aspectos tienen como objetivo conocer el medio ambiente existente en el momento de la sedimentación de las diferentes unidades de estudio de esta cordillera.

- Comparación de las variaciones ambientales desde el Pérmico medio al Triásico Medio en la Cordillera Ibérica.

- Reconstrucción paleoclimática y paleoambiental de la Cordillera Ibérica durante el Pérmico medio-superior y Triásico Inferior-Medio.

- Acotación de las condiciones que llevaron a destruir la mayor parte de la vida y de los procesos de recuperación posteriores en la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña.

La metodología utilizada en cada fase de estudio se detalla en los diferentes capítulos, con el fin de facilitar la lectura y comprensión de la tesis. De igual modo, la terminología en inglés comúnmente utilizada y aceptada en trabajos científicos no se encuentra en letra cursiva en esta memoria.

Para la consecución de estas fases de trabajo se ha colaborado con diferentes especialistas que se detallan a continuación:

- El Dr. Ausonio Ronchi, del Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente (Universita degli studi di Pavia, Italy), que nos ha permitido conocer los afloramientos pérmicos y triásicos de Cerdeña.

- La Dra. Carmen Diéguez, del Museo Nacional de Ciencias Naturales, y la Dra. Evelyn Kustatscher del Museum of Nature South Tyrol de Bolzano (Italia), con quienes se han estudiado los fragmentos de macroflora encontrados.

- El Dr. Bienvenido Díez y Manuel Juncal, del Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio (Universidad de Vigo), que han analizado las asociaciones de polen y esporas encontradas en las diferentes unidades de estudio.

- El Dr. Jacinto Alonso Azcárate, de la Facultad de Ciencias Ambientales y Bioquímica (Universidad de Castilla-La Mancha, Toledo), en cuyo laboratorio se han preparado y analizado las muestras para geoquímica de roca total.

- Los Drs. Simon Bottrell y Robert Newton de la School of Earth and Environment (Universidad de Leeds, Reino Unido), con ellos se han realizado extracciones secuenciales del fósforo de las rocas de la Cordillera Ibérica.

- El Dr. Luis Buatois, del Department of Geological Sciences (University of Saskatchewan, Canadá), que ha permitido el estudio icnológico realizado en las unidades de la Cordillera Ibérica.

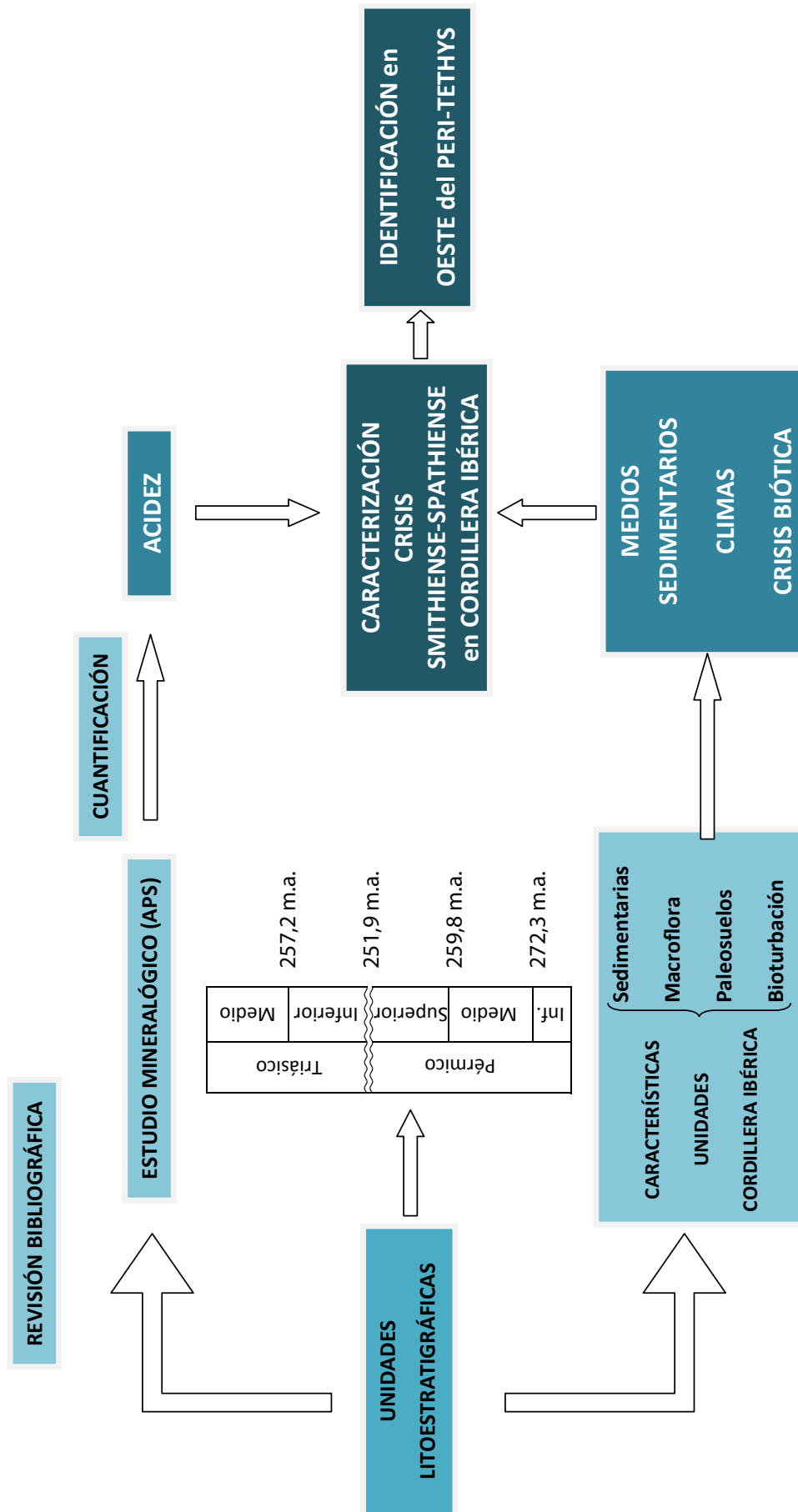


Fig. 1.1: Diagrama de flujo de la metodología. Edades según la ICC, 2016.

1.3. LAS CRISIS DEL LÍMITE PÉRMICO-TRIÁSICO Y TRIÁSICO INFERIOR

El tránsito entre el Pérmico y Triásico, denominado habitualmente límite P-T, fue testigo de una gran catástrofe medioambiental durante la que se produjo la mayor extinción biótica de la historia de la Tierra. La posterior recuperación de esta crisis fue particularmente lenta, en comparación con otras sucedidas durante el Fanerozoico. Como se verá a continuación, este retraso pudo estar relacionado con una sucesión de etapas de crisis ocurridas durante el Triásico Inferior (señaladas en la Fig. 1.2) que interrumpieron los pequeños avances que se iban produciendo en la recuperación de los ecosistemas. De estas etapas de alteración del Triásico Inferior cabe destacar la relacionada con la transición Smithiense-Spathiense, sobre la que se centran la mayor parte de los objetivos de este trabajo. Sin embargo, es importante señalar que esta transición está estrechamente relacionada con la crisis del límite P-T, ya que ésta justifica en gran medida los diferentes procesos de alteración de los ecosistemas y posterior recuperación que se dieron durante el Smithiense-Spathiense. Por este motivo, ambas se describen brevemente a continuación.

La crisis del límite Pérmico-Triásico

Se trata de una de las crisis bióticas mejor conocidas, ya que por su envergadura empezó a llamar la atención desde mediados del siglo XIX, cuando investigadores como Cuvier, Owen, Murchinson, Darwin o Lyell reflejaron en algunos de sus textos los importantes cambios que encontraron en el registro fósil. Hoy se sabe que la repercusión de esta crisis fue drástica tanto en ecosistemas marinos como terrestres, sobre todo en aguas marinas templadas donde afectó al 90% de las especies y prácticamente a la mitad de las familias quedaron extinguidas, mientras que en tierra desaparecieron alrededor del 70% de las familias de vertebrados (Erwin, 1994; Erwin *et al.*, 2002; Benton, 2003; Hallam, 2005; Erwin, 2006; Kozur y Weems, 2011; Benton y Newell, 2014), se produjeron importantes cambios en la flora (Veevers *et al.*, 1994; Retallack *et al.*, 1996; Willis y McElwain, 2014) y la mayor extinción de insectos conocida (Labandeira, 2005). Sin embargo, algunos autores también sostienen que los grupos extintos fueron menos de los estimados, ya que gran parte de ellos reaparecieron como taxones Lázaro (Kozur, 1998), demostrando la existencia de refugios durante el período de mayor destrucción medioambiental.

A pesar de ello, esta gran extinción supuso una brusca alteración en el desarrollo de la vida del planeta, surgiendo un nuevo tipo de vida que sustituyó a los organismos dominantes durante el Paleozoico (Sepkoski, 1984; Erwin, 1998; Retallack *et al.*, 2003; Smith

y Botha, 2005; Erwin, 2006; Wignall *et al.*, 2009), marcando cronoestratigráficamente el comienzo de una nueva era, el Mesozoico.

Las posibles causas de la crisis permo-triásica están actualmente en discusión y se dividen en varias hipótesis, como son: una extinción catastrófica y rápida, posiblemente debida a un impacto meteorítico (Bhandari *et al.*, 1992; Retallack *et al.*, 1998; Becker *et al.*, 2001; Kaiho *et al.*, 2001; Basu *et al.*, 2003; Becker *et al.*, 2004; Tohver *et al.*, 2013), rápidos cambios en el nivel del mar (Hallam y Wignall, 1999; Grasby y Beauchamp, 2009), la liberación de hidratos de metano (Heydari y Hassanzadeh, 2003; Ryskin, 2003; Retallack y Krull, 2006; Majorowicz *et al.*, 2014), incendios forestales (Shen *et al.*, 2011),

Edad (m.a.)	Periodo	Época	Piso	Subpiso	Edad (m.a.)
245	TRIÁSICO	Medio	Anisiense	Illyriense	243,4
				Pelsoniense	244,3
				Bithyniense	245,1
				Aegiense	246,8
250		Inferior	Olenekiense	Spathiense	248,2
				Smithiense	249,8
			Induaniense	Dieneriense	250,6
				Griesbachiense	251,9
255		Lopingiense	Changhsingiense		254,2
			Wuchiapingiense		
260	PÉRMICO	Guadalupiense	Capitaniense		259,8
			Wordiense		265,1
			Roadiense		268,8
270		Cisuraliense			272,3
275			Kunguriense		
280					282,0

Fig. 1.2: Última actualización de la Escala Cronoestratigráfica de las edades estudiadas en la presente memoria de tesis, basada en los datos recopilados por Ogg *et al.*, 2016. En amarillo se indican las diferentes etapas de crisis para dicho intervalo de tiempo

y una extinción gradual debida a la interacción de diferentes factores que dieron lugar a un deterioro progresivo de los ecosistemas, llevándolos finalmente al colapso (Erwin, 2006; Wignall, 2007). Sin embargo, las primeras hipótesis han ido quedando relegadas, mientras que cada vez existen más criterios que apuntan a una interacción de diferentes factores (Erwin, 2006; Payne y Kump, 2007; Galfetti *et al.*, 2008).

Entre las diversas causas cuya repercusión parece haber jugado un papel más importante como desencadenante inicial de esta alteración global, destacan las erupciones volcánicas de la Provincia Ígnea de Siberia, conocido en la literatura como las emisiones volcánicas de las *Siberian Traps* (Bottjer *et al.*, 2008; Svensen *et al.*, 2009; Black *et al.*, 2014; Liao *et al.*, 2016). Este vulcanismo intenso se prolongó durante más de un millón de años (Renné *et al.*, 1995; Heydari *et al.*, 2008; Hong *et al.*, 2011), liberó a la atmósfera distintos tipos de gases, como CH_4 , CO_2 y SO_2 , y nubes de polvo, induciendo una reacción en cadena compleja que culminó al final del Pérmico superior, pocos cientos de miles de años antes de alcanzar el límite con el Triásico (Burgess *et al.*, 2014).

Debido a la combinación de los gases volcánicos con el agua atmosférica, se produjeron grandes cantidades de ácidos (como SO_4H_2 y CH_3Cl), que fueron eliminados de la atmósfera mediante lluvia ácida, provocando la acidificación de los océanos y las aguas meteóricas (Black *et al.*, 2014), afectando rápidamente a los ecosistemas y, con ello, a la fauna y la vegetación.

La destrucción de la vegetación dio paso a un cambio en la flora dominante (Retallack, 1995; Looy *et al.*, 1999; Benton y Twitchett, 2003), y a una disminución en la biomasa. Durante el Triásico Inferior no se encuentran restos de carbón en ninguna sección estratigráfica del planeta, circunstancia conocida como *Early Triassic coal gap* (Retallack *et al.*, 1996) y son muy escasos los restos de macroflora, siendo básicamente las asociaciones de polen y esporas los únicos testigos que quedaron de dicha crisis. Las variaciones en los isótopos estables de oxígeno, carbono y azufre también muestran la desaparición de gran parte de los bosques y un mayor consumo de oxígeno para oxidar la materia orgánica producida durante la crisis biótica (Erwin *et al.*, 2002; Wignall y Twitchett, 2002; Newton *et al.*, 2004; Corsetti *et al.*, 2005; Luo *et al.*, 2014).

Al mismo tiempo, el aumento de SO_2 inicialmente pudo producir un breve periodo de enfriamiento y una glaciación puntual (Kozur, 1998), pero rápidamente se produjo un calentamiento global de entre 6° y 8°C debido al alto contenido en CO_2 y CH_4 atmosféricos (Krull y Retallack, 2000; Royer, 2006; Joachimski *et al.*, 2012; Benton y Newell, 2014). El aumento de la temperatura favoreció la liberación de grandes cantidades CH_4 atrapadas en las estructuras de tipo clatrato en los fondos marinos y en el permafrost (Erwin,

1993; Krull y Retallack, 2000), favoreciendo un efecto de retroalimentación que llevaría a un aumento aún mayor de la temperatura. Este calentamiento provocó una posible subida del nivel del mar (Hallam y Wignall, 1997), cambios en la circulación oceánica y atmosférica (Kidder y Worsley, 2004; Kiehl y Shields, 2005), y eventos de anoxia e hipercapnia en los fondos marinos (Isozaki, 1997; Wignall y Twitchett, 2002; Woods, 2005; Winguth y Winguth, 2012; Song *et al.*, 2014).

Los cambios ambientales provocaron variaciones en el tipo de sedimentación en los medios continentales (Arche y López-Gómez, 2005; Smith y Botha, 2005), con un aumento de la erosión (Wignall, 2001) y de los drenajes hacia los océanos, que arrastraron grandes cantidades de material terrígeno causando graves alteraciones en los mismos (Algeo y Twitchett, 2010; Bottjer, 2012). A su vez, se produjo un aumento de la aridez (Romano *et al.*, 2013; Yin y Song, 2013), favorecida por el control paleogeográfico ejercido por el supercontinente Pangea, como se explica más adelante. El proceso de aridificación redujo la meteorización química de los silicatos en latitudes medias y bajas, disminuyendo al mismo tiempo el aporte de nutrientes al océano, y por tanto, favoreciendo el descenso de la productividad primaria (Kidder y Worsley, 2004). Este descenso de la productividad, unido a los eventos de anoxia, el aumento de la acidez de las aguas y las variaciones de las corrientes oceánicas y del nivel del mar, produjo una importante pérdida de la biodiversidad en ambientes marinos (Erwin *et al.*, 2002). La figura 1.3 refleja la relación y retroalimentación de todo este encadenamiento de procesos.

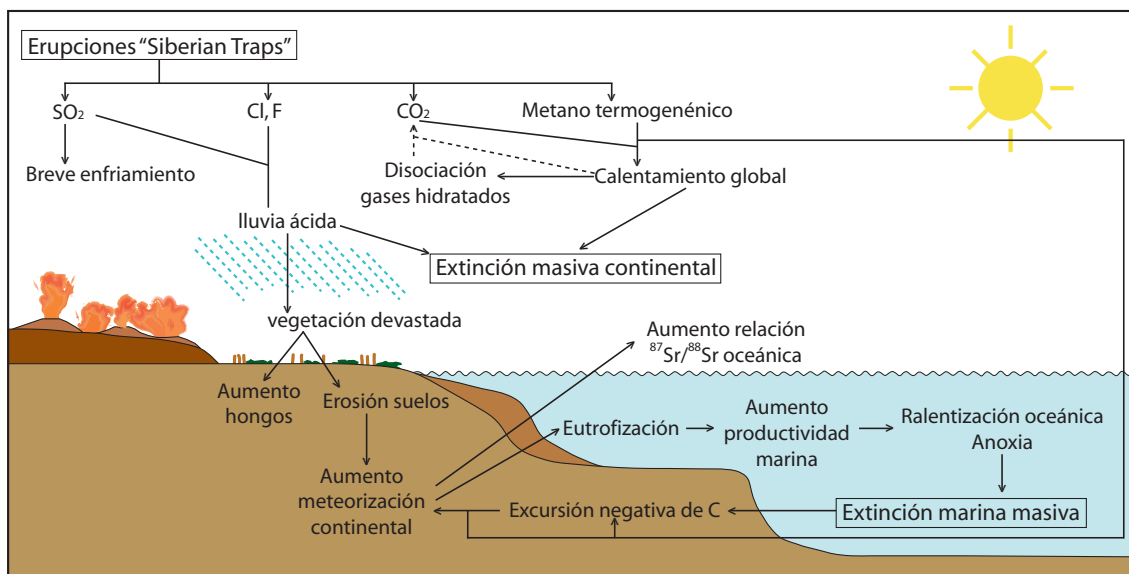


Fig. 1.3: Relación de los procesos desencadenados por las erupciones volcánicas de Siberia y reconstrucción de las condiciones ambientales en los ecosistemas terrestres y marinos durante la crisis del límite P-T y en las del Triásico Inferior posteriores. Modificado de Algeo *et al.* (2011).

La crisis del límite Smithiense-Spathiense (Triásico Inferior)

La recuperación biótica después de la crisis del límite P-T no se produjo hasta el final del Triásico Inferior, alrededor de 5 millones de años (m.a.) después (Lehrmann *et al.*, 2006). Esta larga demora en la recuperación después de una extinción en masa es algo inusual (Erwin, 1998), por lo que el Triásico Inferior clásicamente se ha considerado como un periodo de tiempo en el que permanecieron unas condiciones globales hostiles para la vida (Woods *et al.*, 1999; Pruss *et al.*, 2004; Peng *et al.*, 2007).

Sin embargo, en trabajos recientes (Brayard *et al.*, 2006; Orchard, 2007; Beatty *et al.*, 2008; Brühwiler *et al.*, 2010; Hautmann *et al.*, 2011; Hofmann *et al.*, 2011; Song *et al.*, 2011; Wei *et al.*, 2015) se ha comprobado que durante estos 5 m.a. hubo hasta tres pulsos diferentes de recuperación, con un aumento en la diversidad de conodontos, ammonites, bivalvos, foraminíferos bentónicos e ichnofaunas. Estos pulsos se vieron drásticamente interrumpidos con una nueva pérdida de la diversidad, durante el Griesbachense (Induniense), el final del Spathiense (Olenekiense superior) (Stanley, 2009), y durante el límite Smithiense-Spathiense (S-S), siendo este último episodio el más drástico de ellos (Yin, 1990; Hallam, 1996; Sun *et al.*, 2012; Wei *et al.*, 2015). En torno a este último pulso ya se habían publicado importantes pérdidas de diversidad en diferentes grupos durante los años 70 y 90 del siglo pasado (Balme, 1970; Benton, 1986; Yin, 1990), pero el trabajo que más llamó la atención de los investigadores fue el de Tozer (1981), quien señaló la rápida y casi total desaparición de los conodontos en el límite S-S. Estos estudios llevaron a Hallam y Wignall, (1997) a publicar uno de los primeros trabajos en los que se consideraba este límite como una extinción mayor, y más recientemente, Galfetti *et al.* (2007a) y Shen *et al.* (2011) confirmaron que los efectos de esta crisis se produjeron simultáneamente en continentes y océanos.

Los periodos de crisis del Triásico Inferior coinciden con tres picos negativos de los isótopos estables de carbono (Fig. 1.4), similares al producido durante la crisis del límite P-T, registrados en rocas carbonatadas marinas y en el carbono orgánico del Triásico Inferior (Payne *et al.*, 2004; Chen y Benton, 2012), que pueden correlacionarse con excursiones parecidas observadas en paleosuelos (Krull y Retallack, 2000). Estas excursiones negativas son compatibles con episodios de inyección masiva de CO₂ en la atmósfera proveniente de la Provincia Ígnea de Siberia (Payne *et al.*, 2004).

De esta manera, Xie *et al.* (2010) realizaron un detallado trabajo en el que demuestran que la actividad volcánica de las trampas siberianas desencadenante de la crisis del límite P-T, continuó a lo largo del Triásico Inferior. Este inmenso flujo de basaltos, que acumuló un volumen total de 4×10^6 Km³ (Kamo *et al.*, 2003), sin embargo,

se realizó en pulsos que se originaban en zonas vecinas, a cientos de kilómetros unas de otras, y que solapaban su actividad. Estos últimos autores llegan a precisar la edad de esta actividad, reflejando la directa relación de uno de estos episodios de inyección basáltica, concretamente en las zonas de Putorana, Maymecha y Kotuy, en Siberia, con la crisis Smithiense-Spathiense. Así, el Smithiense se vio afectado por una inyección de CO_2 que derivó en una excursión total hacia valores negativos del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre 7 y 10 por mil (Payne y Kump, 2007; Grasby *et al.*, 2012), una de las más altas conocidas en el Fanerozoico.

El descubrimiento de las excursiones negativas de los isótopos estables de carbono durante el Triásico Inferior ha llevado a la hipótesis de que una sucesión de crisis ecológicas similares a las del límite P-T sofocaron la recuperación de los ecosistemas (Krull y Retallack, 2000; Pruss *et al.*, 2004; Horacek *et al.*, 2007; Galfetti *et al.*, 2007a, b;

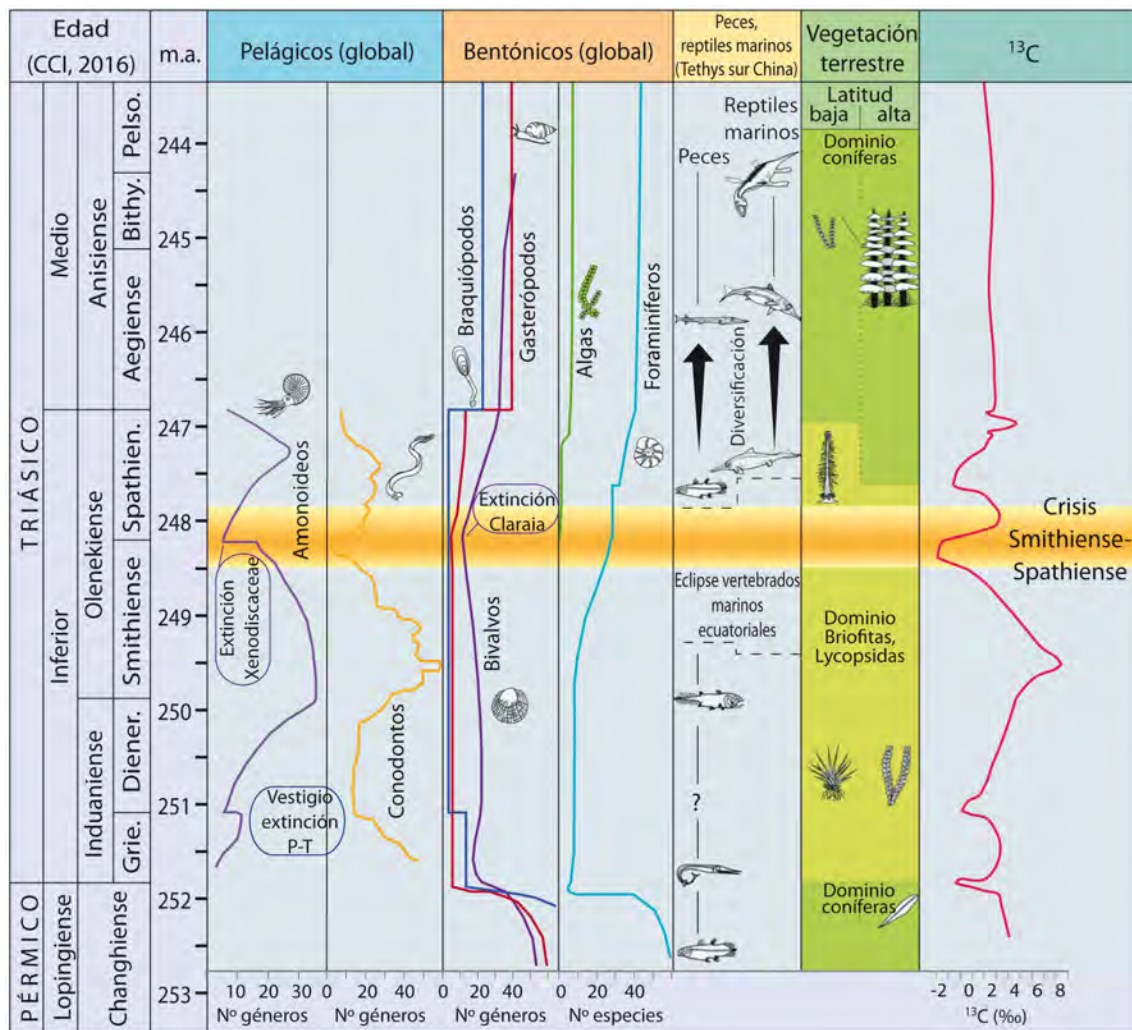


Fig. 1.4: Picos de extinción durante el Triásico Inferior correlacionados con las variaciones en los isótopos estables de carbono. Modificado de Sun *et al.* (2012) y Payne *et al.* (2004). Edad obtenida de Ogg *et al.* (2016)

Stanley, 2009; Chen y Benton, 2012; Sun *et al.*, 2012; Shen *et al.*, 2015). Por lo tanto, los intervalos entre las crisis podrían haber sido hospitalarios para la vida, pero demasiado breves para que se produjese una diversificación sustancial de la mayoría de taxones y permitir una recuperación.

Los efectos de la inyección de CO₂ han sido discutidos en numerosos estudios centrados, sobre todo, en el ambiente marino (Payne *et al.*, 2004; Chen y Benton, 2012). Los modelos sugieren una liberación masiva y rápida de CO₂ que elevó la acidez de las aguas oceánicas (Payne *et al.*, 2010). Sin embargo, los datos que reflejan las condiciones ambientales continentales para el Triásico Inferior son limitados, debido a que las características geoquímicas y mineralógicas de las rocas sedimentarias continentales reflejan tanto la influencia de las fases detríticas, como de las transformaciones diagenéticas sobreimpresas (Coney *et al.*, 2007; Benton y Newell, 2014).

A pesar de las limitaciones señaladas, debidas a la posible alteración de los datos por procesos posteriores a la sedimentación, el encadenamiento de procesos originados por la actividad de las trampas siberianas en el Smithiense debió conducir a un enrarecimiento inicial de la atmósfera y un drástico y rápido declive en los ecosistemas, tanto en océanos como en el continente (Hurst y Irwin, 1982; Irmis y Whiteside, 2010).

Una inyección de CO₂ de estas proporciones en la atmósfera llevó consigo un aumento repentino de la temperatura (Galfetti *et al.*, 2007a; Sun *et al.*, 2012). Este calentamiento afectó también a las aguas oceánicas, donde se produjo un descenso en el contenido de oxígeno en la columna de agua (Winguth y Winguth, 2012) que favoreció el desarrollo de condiciones anóxicas con un detrimento asociado de la vida (Song *et al.*, 2014).

El aumento de las temperaturas en las aguas oceánicas, a su vez produjo una subida del volumen de las mismas, perjudicando a los ecosistemas de las zonas costeras, pero también conllevó una ralentización en la circulación de las aguas (euxinia) que derivó en el desarrollo de altas concentraciones de materia orgánica, con procesos de reducción asociados (Sun *et al.*, 2015) y, por tanto, en la retirada de oxígeno del medio (Bottjer *et al.*, 2008). Estos procesos han sido estudiados en detalle mediante análisis de relaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$ (Brayard *et al.*, 2015; Sun *et al.*, 2015) en diferentes muestras tomadas en áreas separadas a miles de kilómetros entre ellas. Un dato interesante que acompaña a la etapa final de estas migraciones isotópicas, es la concentración de niveles lutíticos que han sido descritos en ambientes marinos en extensas zonas del Tethys (Brühwiler *et al.*, 2009), aspecto que nuevamente apunta a un evento global.

Uno de los efectos directos de las inyecciones de CO₂ durante el Smithiense fue la

acidificación del medio. Aunque no hay datos concretos para este subpiso, Black *et al.* (2014) estiman que el incremento de la acidez y el colapso en la capa de ozono (ligado al alto contenido de HCl y CH₂Cl en las emisiones) durante la transición P-T fue muy rápido, incluso inmediato, durante los primeros 10 años después de la emisión. Los datos de emisiones de azufre y su relación con la acidez en la crisis del límite P-T han sido recientemente estudiados por Beerling *et al.* (2007) y Black *et al.* (2014), sin embargo son prácticamente inexistentes aquellos relacionados con el límite S-S. Este aspecto, como se verá, ha constituido un apartado novedoso en esta tesis doctoral.

La recuperación ambiental comenzó rápidamente después de la crisis del S-S, un aspecto llamativo es que la brusca excursión total hacia valores negativos del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ se compensó rápidamente, pasando a valores positivos a partir del límite Smithiense-Spathiense. Es decir, teniendo en cuenta las últimas edades publicadas para el Triásico Inferior (Ogg *et al.*, 2016), y que el pico máximo negativo se produjo hacia el final del Smithiense, la recuperación o vuelta a la normalidad de este evento es muy rápida, posiblemente inferior a 300.000 años (Wei *et al.*, 2015; Fig. 1.4).

En el Triásico Medio, la curva de isótopos de carbono es bastante estable después de un cambio positivo inicial (Fig. 1.4), coincidiendo con la aparición de comunidades ecológicas complejas en el registro fósil, y la expansión de nuevo de los bosques de coníferas (Looy *et al.*, 1999). El desarrollo de estos bosques ayudó al descenso de los niveles de CO₂, con la consiguiente bajada de la temperatura global, la reactivación de las corrientes oceánicas y la mezcla de aguas. Estos procesos favorecieron la llegada de nutrientes al océano y el aumento de los organismos planctónicos fotosintéticos (Kidder y Worsley, 2004), recuperándose la diversidad marina bentónica total (Twitchett *et al.*, 2001). Entre los nutrientes hay que destacar al fósforo (Payne y Kump, 2007) como elemento básico en las cadenas de vida. Este elemento ha sido abordado también en el presente trabajo por ser parte de la estructura de los minerales de tipo APS y por su potencial relación con el aumento de la biodiversidad en los ecosistemas cuando se libera de dicho enlace.

1.4. MARCO GEOGRÁFICO

La presente tesis doctoral se ha centrado en cuatro zonas de estudio. Dos de ellas se encuentran en el E de la Península Ibérica, en la Cordillera Ibérica y Cordillera Costero Catalana, entre las provincias de Cuenca, Teruel, Valencia, Castellón y Tarragona, separadas por el Macizo del Maestrazgo. La tercera de ellas se localiza en el norte de Menorca, y la última se ubica en la región de Nurra, en el NO de Cerdeña (Fig. 1.5).

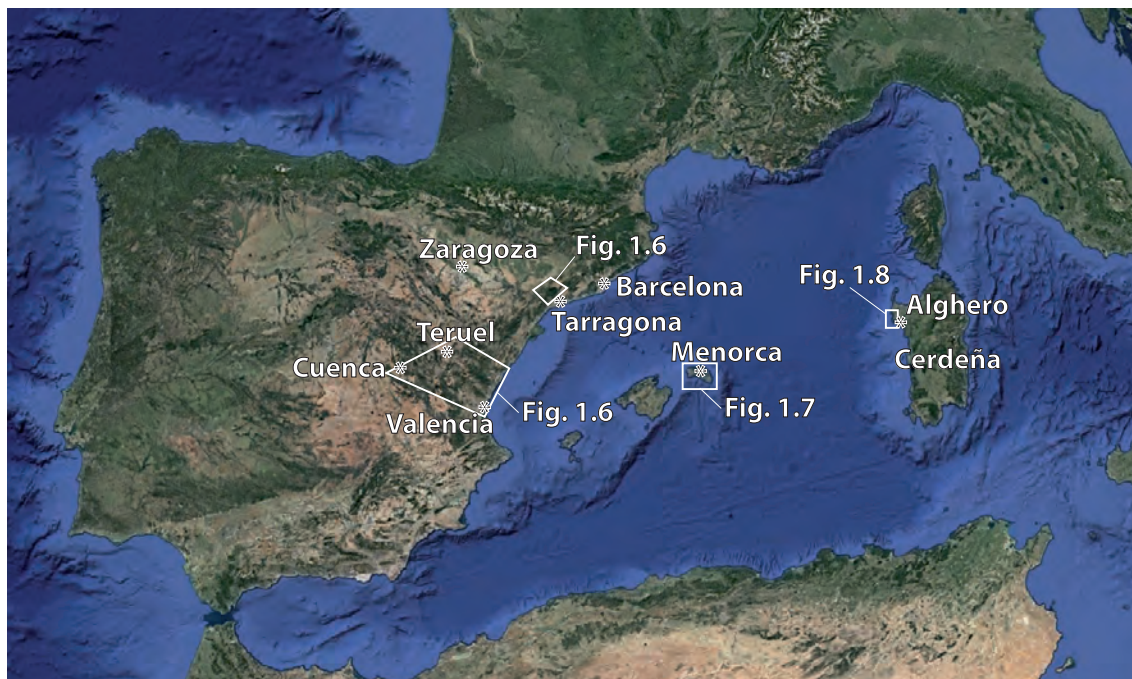


Fig. 1.5: Localización de las secciones estudiadas (señaladas con un rectángulo blanco). Imagen obtenida de Google Earth.

1.4.1. Cordillera Ibérica

La Cordillera Ibérica es una estructura lineal de dirección NO-SE, entre la depresión del Ebro y la Meseta Central. Normalmente se divide en dos dominios geográficos o “ramas”, la Rama Aragonesa al noreste y la Rama Castellana al suroeste, separadas por la cuenca cenozoica de Calatayud-Teruel (Fig. 1.6). Dentro de esta cordillera se ha estudiado una región que abarca más de 8000 km², y que comprende la zona central, oriental y meridional de la Rama Castellana (Fig. 1.6). Las columnas se localizan en las provincias de Cuenca (Castilla-La Mancha), Teruel (Aragón), Castellón y Valencia (Valencia) (Fig. 1.6), y se han agrupado en tres sectores diferentes (zonas A, B y C). Las secciones estudiadas correspondientes a la zona A se encuentran en la provincia de Cuenca, en los alrededores de las localidades de Valdemeca, Landete, Talayuelas y Garaballa, todas ellas al noreste de la provincia; la zona B se sitúa en la provincia de Teruel, en las inmediaciones de las localidades de Concud, Corbalán y Cedrillas, mientras que la zona C se encuentra en la Comunidad Autónoma de Valencia y las secciones se sitúan en el norte de la provincia de Valencia, en las proximidades de la localidad de Gátova y Castellón, cercanas a las poblaciones de Alfondegulla, Montán y Benicassim.

Por la situación geográfica de la Cordillera Ibérica, ésta actúa de divisoria de aguas entre la cuenca del río Ebro con las de los ríos Duero, Tajo, Guadiana, Júcar y Guadalquivir. En el NO del área de estudio y en las proximidades de Teruel se encuentran las mayores

altitudes, en torno a los 1500 m y 1700 m respectivamente, y van disminuyendo hacia el E, hasta unos 600 m en la zona de Benicassim.

1.4.2. Cordillera Costero Catalana

La Cordillera Costero Catalana es una estructura de dirección NE-SO situada en el noreste de la Península Ibérica y paralela a la costa del mar Mediterráneo (Fig. 1.6), que se cierra por el O con la depresión del Ebro. Está formada por dos alineaciones montañosas principales, la Cordillera Litoral y la Cordillera Prelitoral, separadas por una fosa tectónica denominada como la Depresión Prelitoral o del Vallés-Penedés (Marzo, 1980). En esta zona se han estudiado dos columnas situadas en la Cordillera Litoral, dentro de la Provincia de Tarragona, en las inmediaciones de las localidades de Montroig y L'Albiol y pertenecientes al Dominio Miramar-Prades-Priorat (Fig. 1.6).

La Cordillera Litoral, como su nombre indica, es la más cercana a la costa. Se extiende desde el Ampurdán hasta el Campo de Tarragona y presenta unas altitudes menores, casi siempre por debajo de los 600 m, el punto más alto es el Montnegre (763 m). Los ríos principales que atraviesan esta zona son de corto recorrido a excepción del Ebro.

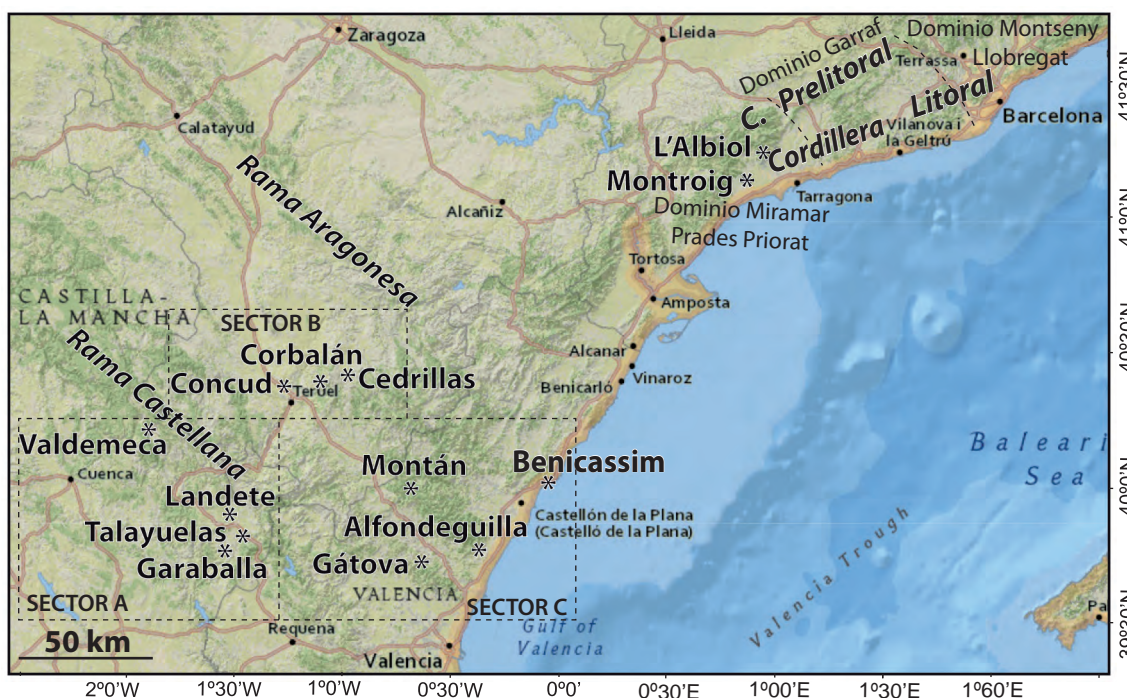


Fig. 1.6: Localización geográfica del área de estudio de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y de la Cadena Litoral de la Cordillera Costero Catalana. Las secciones estudiadas están marcadas con un asterisco, mientras que en recuadros se encuentran localizadas los diferentes sectores de estudio.

1.4.3. Menorca

Menorca es la segunda isla del archipiélago Balear por su extensión (701 km²), y la más oriental y septentrional de ellas (Fig. 1.5). Está dividida en dos zonas, la región de Migjorn al sur y la región de la Tramuntana al norte (Fig. 1.7), en la que afloran los materiales pérmicos y triásicos objeto de estudio. Las diferencias litológicas de estas dos zonas dan como resultado

una topografía desigual. Encontrándose en el norte una costa agreste, de escasa vegetación y muy accidentada; mientras que el sur es plano, con acantilados suaves y tiene una mayor vegetación. La máxima elevación de la isla es el monte Toro, de 355 m.

Las columnas estudiadas se encuentran en las proximidades de Cala del Pilar, Cala Rotja y Son Parc (Fig. 1.7).



Fig. 1.7: Localización geográfica del área de estudio de Menorca. Las secciones estudiadas están marcadas con un asterisco.

1.4.4. Cerdeña

Cerdeña (Italia) es la segunda isla más grande del mar Mediterráneo, después de Sicilia, con una superficie de unos 24.090 km². Se encuentra situada en el centro del mar Mediterráneo occidental (Fig. 1.5), entre Córcega al norte, la península italiana al este, Túnez al sur y las islas Baleares al oeste.

La zona de estudio se encuentra en la región de Nurra, situada en el NO de la isla (Fig. 1.8), entre las localidades de Sassari, Porto Torres y Alghero. Esta región tiene una superficie de 700 km², conformando la segunda mayor llanura de la isla, y está delimitada por el mar de Cerdeña al oeste y el Golfo de Asinara al norte. La columna estudiada se encuentra en las inmediaciones de las playas Torre Porticciolo y Cala Viola.



Fig. 1.8: Localización geográfica de la región de Nurra de Cerdeña. La sección estudiada está marcada con un asterisco.

1.5. MARCO GEOLÓGICO

1.5.1. Cordillera Ibérica

La Cordillera Ibérica es una cadena de tipo medio situada en el centro-este de la Península Ibérica, originada por la inversión tectónica de la Cuenca Ibérica durante la Orogenia Alpina (Salas y Casas, 1993; Van Wees *et al.*, 1998). En la actualidad, es una estructura linear de dirección NO-SE dividida en dos segmentos (Fig. 1.9): la Rama Aragonesa al norte, y la Rama Castellana al sur, separadas por la cuenca terciaria de Calatayud-Teruel (Arche y López-Gómez, 1996). Está limitada al norte por la Cuenca del Ebro, al noreste por la Cordillera Costero Catalana y al oeste y suroeste por la Cuenca del Duero, el Sistema Central y la Cuenca del Tajo. El área de estudio se localiza en la Rama Castellana, aunque algunos afloramientos cercanos a Teruel y Castellón se pueden considerar como pertenecientes a una zona transicional entre las dos Ramas (Arche *et al.*, 1995).

En general, los afloramientos pérmicos y triásicos se encuentran en los núcleos de los anticlinales que siguen la directriz general NO-SE de la cordillera, apoyándose sobre un basamento constituido por pizarras y cuarcitas del zócalo Ordovícico-Silúrico o rocas del Carbonífero.

1.5.2. Cordillera Costero Catalana

La Cordillera Costero Catalana es una estructura compresiva con dirección NE-SO (Fig. 1.9) originada durante la Orogenia Alpina (Salas y Casas, 1993; Van Wees *et al.*, 1998; Roca *et al.*, 1999). Está limitada al norte por los Pirineos, al este por el mar Mediterráneo y al oeste y sur por la Cuenca del Ebro y la Cordillera Ibérica. El plegamiento alpino, que comenzó en el Eoceno inferior, configuró la Cadena en tres grandes unidades de dirección NE-SO: la Cadena Costera o Litoral (Macizo del Montnegre, etc.), la Depresión Prelitoral (Fosas del Vallés-Penedés, del Ampurdán, etc.) y la Cordillera Prelitoral (Macizo del Montseny, Gavarres, etc.) (Marzo, 1980).

Los afloramientos pérmicos y triásicos poseen unos rasgos similares a los de la Cordillera Ibérica oriental. Pueden agruparse en tres dominios con límites paleogeográficos imprecisos, de NO a SE son: Montseny-Llobregat, Garraf y Miramar-Prades-Priorat. Estos dominios tuvieron una evolución sedimentaria diferente, por lo que sus unidades no son correlacionables entre sí (Marzo, 1980; Gómez-Gras, 1993). En esta tesis se han estudiado las unidades pertenecientes al dominio Miramar-Prades-Priorat (Fig. 1.9).

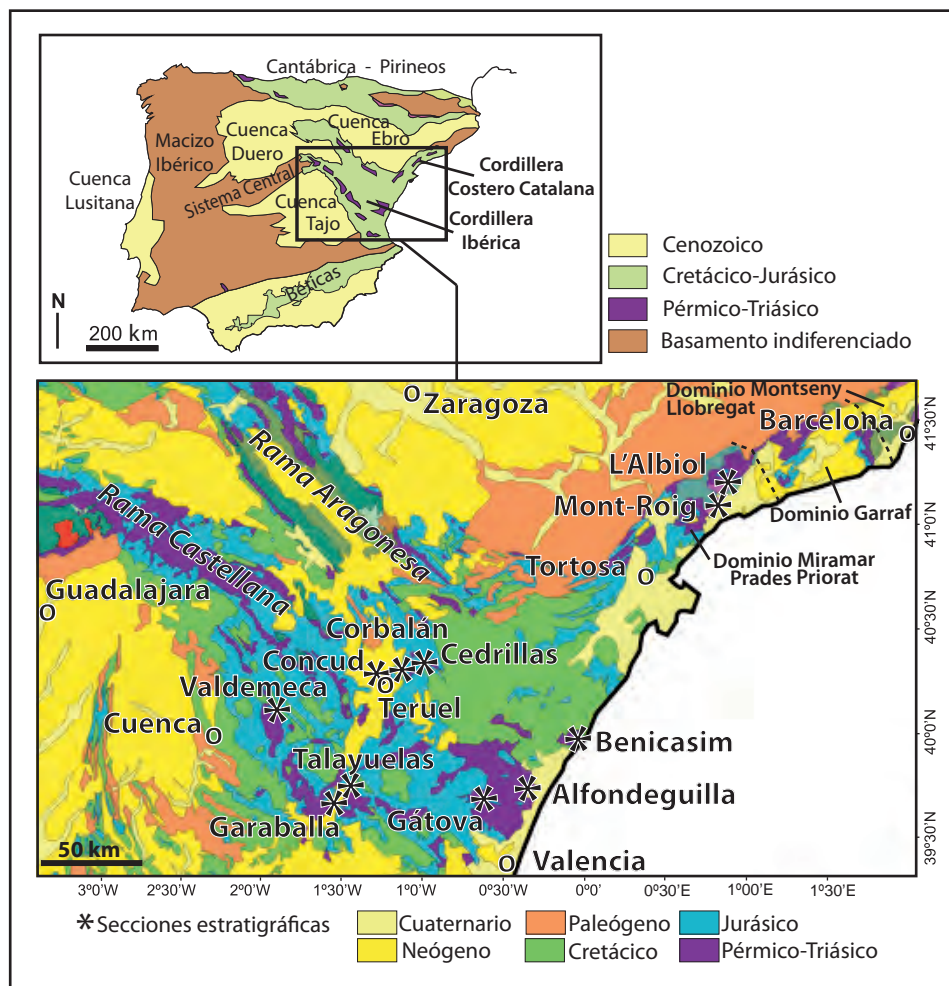


Fig. 1.9: Mapa geológico de la Cordillera Ibérica y de la Cordillera Costero Catalana, con las secciones estudiadas marcadas con un asterisco. Modificado de Mapa Geológico de España a escala 1/200.000.

1.5.3. Menorca

Las Islas Baleares están alineadas del SO al NE y constituyen el extremo más oriental de las sierras Béticas. Son la parte emergida de una plataforma elevada denominada Promontorio Balear, que se encuentra en el Mediterráneo Occidental y rodeado por el surco de Valencia, la cuenca de Argelia y la Cuenca de Liguria.

El Promontorio Balear fue originado como consecuencia de la orogenia Alpina. Se ha especulado que originariamente Menorca podría haber formado parte de un promontorio relacionado con las islas de Córcega y Cerdeña, que inicialmente estaría situado junto a las costas de Cataluña y que posteriormente rotó hacia el SE. Sin embargo, esta es una cuestión aún sin resolver.

Menorca está constituida por dos regiones geológicas bien diferenciadas, Tramuntana y Migjorn, separadas por una línea de fractura en dirección NO-SE, desde el puerto de Mahón hasta Cala Morell (Fig. 1.10). En la región de Tramuntana se encuentran

los materiales más antiguos de la isla que, de base a techo, tienen una edad paleozoica, mesozoica y oligocena. Estos materiales están deformados, presentando un conjunto de fallas de salto en dirección ONO-ESE, y un sistema pliegues y de cabalgamientos orientados NE-SO y NO-SE (Gelabert y Sábat, 2004), ocasionados durante la etapa compresiva de la orogenia Alpina. Mientras que la región de Migjorn está formada fundamentalmente por materiales del Mioceno (Cenozoico) que forman un anticlinal muy laxo con el eje orientado N-S.

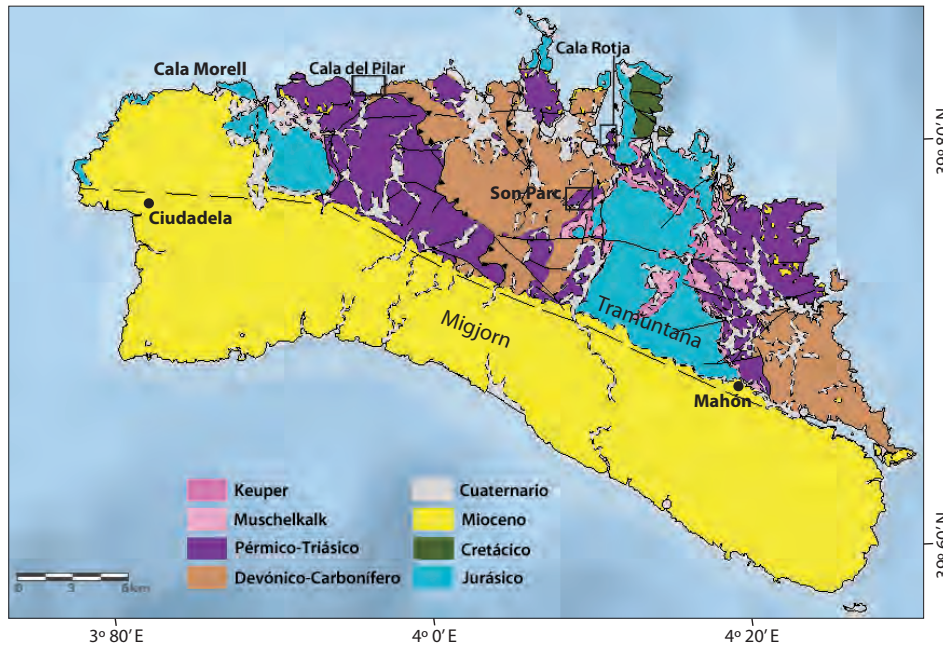


Fig. 1.10: Mapa geológico de Menorca, con las secciones estudiadas englobadas en un rectángulo. Modificado de Mapa Geológico de España a escala 1/200.000.

1.5.4. Cerdeña

Geológicamente, Cerdeña consta de dos regiones montañosas de rocas preterciarias, separadas por una amplia depresión de depósitos terciarios que se extiende casi de norte a sur, desde el Golfo de Asinara hasta el Golfo de Cagliari (Fig. 1.11). En la isla se produjeron dos periodos compresivos, uno al final del Paleozoico, que afectó a toda la isla, y otro al final del Mesozoico, que sólo actuó en la región occidental. Por ello, en la región occidental se encuentran materiales mesozoicos, mientras que en la región oriental los depósitos triásicos están totalmente ausentes y la serie mesozoica comienza con el Jurásico Superior.

El área de estudio se localiza al sur de la región de Nurra, situada en el NO Cerdeña (Fig. 1.11). En esta área las rocas más antiguas pertenecen a la parte norte del segmento

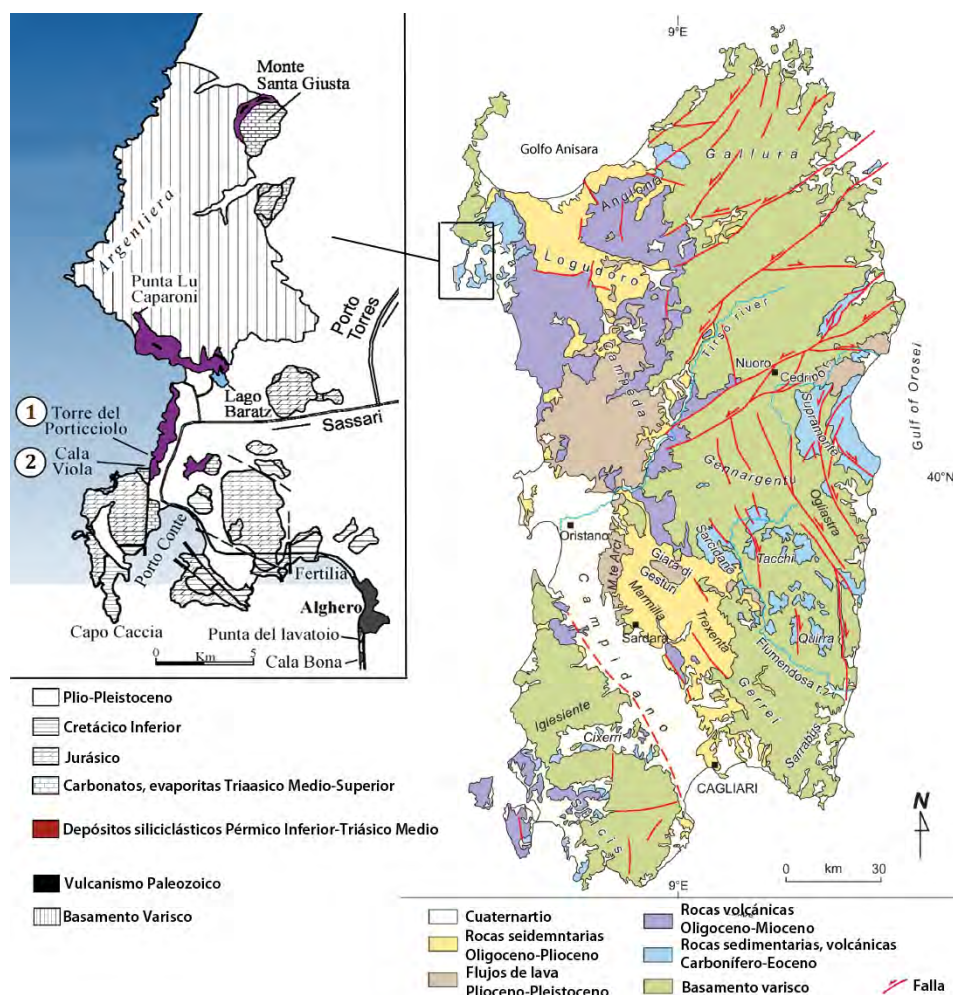


Fig. 1.11: Mapa geológico de Cerdeña, con la sección estudiada englobada en un rectángulo ampliado a la izquierda. Con números se muestran las secciones de estudio. (Modificado de Cassinis *et al.*, 2002 y Carmignani *et al.*, 2016).

sardo de la Cadena Varisca, de edad cámbrica-carbonífera inferior (Carmignani *et al.*, 1979, 1994). Sobre ellas se disponen discordantemente los materiales pérmicos y triásicos objeto de estudio, y que fueron depositados en pequeñas cuencas aisladas.

1.6. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DURANTE EL COMIENZO DEL CICLO ALPINO

1.6.1. Iberia

A finales del Carbonífero, la placa de Iberia constituía un bloque continental entre Europa y África. Se encontraba situada en el Cinturón Hercínico o Varisco, formado por la colisión continental durante la formación de Pangea, y que se extendía desde las cordilleras de los Apalaches, al suroeste, hasta el Macizo de Bohemia, al noreste. Con el proceso posterior de rotura de Pangea, Iberia comenzó a individualizarse, pasando

a formar parte de una zona de cizalla dextral definida por dos sistemas de fallas de desgarre de dirección E-O: el sistema Pirineos-Golfo de Vizcaya al norte y el sistema de Gibraltar-Chedabucto al sur (Arche y López-Gómez, 1996; Vargas *et al.*, 2009).

Durante el Pérmico y el Triásico se produjo una reorganización de las placas, haciendo rotar al supercontinente Pangea en sentido de las agujas del reloj, unos 20° durante el Pérmico y 17° en el Triásico (Ziegler, 1990; Ziegler y Stampfli, 2001), y provocando el inicio del proceso de rotura continental. En este periodo de tiempo comenzaron a configurarse las diferentes cuencas en Iberia, debido a la reactivación de varios sistemas de fallas variscos. En primer lugar, estas cuencas se formaron debido al desarrollo de fallas de dirección, que posteriormente evolucionaron a sistemas de rift durante el Pérmico superior y el Triásico Inferior, y que finalizaron con una fase de subsidencia térmica que abarcó desde el Triásico Medio a gran parte del Jurásico (Vargas *et al.*, 2009). De esta forma se configuraron cuatro cuencas principales: Pirineos, Ebro, Ibérica y Costero Catalana (Sopeña *et al.*, 1988; Calvet *et al.*, 1990; Salas y Casas, 1993; Arche y López-Gómez, 1996; Van Wees *et al.*, 1998; De Vicente *et al.*, 2009).

El relleno continental de estas cuencas comenzó en el Pérmico inferior y continuó con importantes interrupciones hasta el Triásico Medio, culminando con la transgresión del Tethys y el depósito de sedimentos marinos.

1.6.1.1. Cuenca Ibérica

La Cuenca Ibérica fue una cuenca intracontinental situada en el noreste de la microplaca de Iberia. Comenzó a desarrollarse durante el Pérmico inferior, como resultado de la reactivación de las antiguas fallas variscas, experimentando diferentes periodos extensionales durante el Pérmico superior, el Mesozoico y el Cenozoico (Arche y López-Gómez, 1996; De Vicente *et al.*, 2009; Vargas *et al.*, 2009).

En general, se diferencian dos ciclos de rifting: El primero de ellos se desarrolló desde finales del Carbonífero al Triásico Medio, y el segundo evolucionó desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Inferior (Sopeña *et al.*, 1988; Salas y Casas, 1993; Arche y López-Gómez, 1996). Esta tesis, se centra en el primero de los ciclos de rifting, que en la evolución tectónica de la Cuenca Ibérica se puede dividir en cuatro fases tectonosedimentarias (Fig. 1.12):

La primera tuvo lugar durante el Carbonífero Superior y el Pérmico inferior, y con ella se inició un periodo de fracturación que comenzó en el NO de la Cuenca Ibérica y se propagó hacia el SE. Se produjeron importantes fallas direccionales a favor de las

antiguas suturas hercínicas, originando cuencas con una orientación preferente NO-SE (Doblas *et al.*, 1994; Arche y López-Gómez, 1996). Esta fase culminó con un período de levantamiento, basculamiento y erosión generalizada en toda la cuenca.

La segunda fase se desarrolló durante el Pérmico medio-superior, y supuso el inicio del rifting de la Cuenca Ibérica. En esta etapa se formaron cuencas delimitadas por fracturas con dirección NO-SE, al mismo tiempo que transversalmente se dispuso una

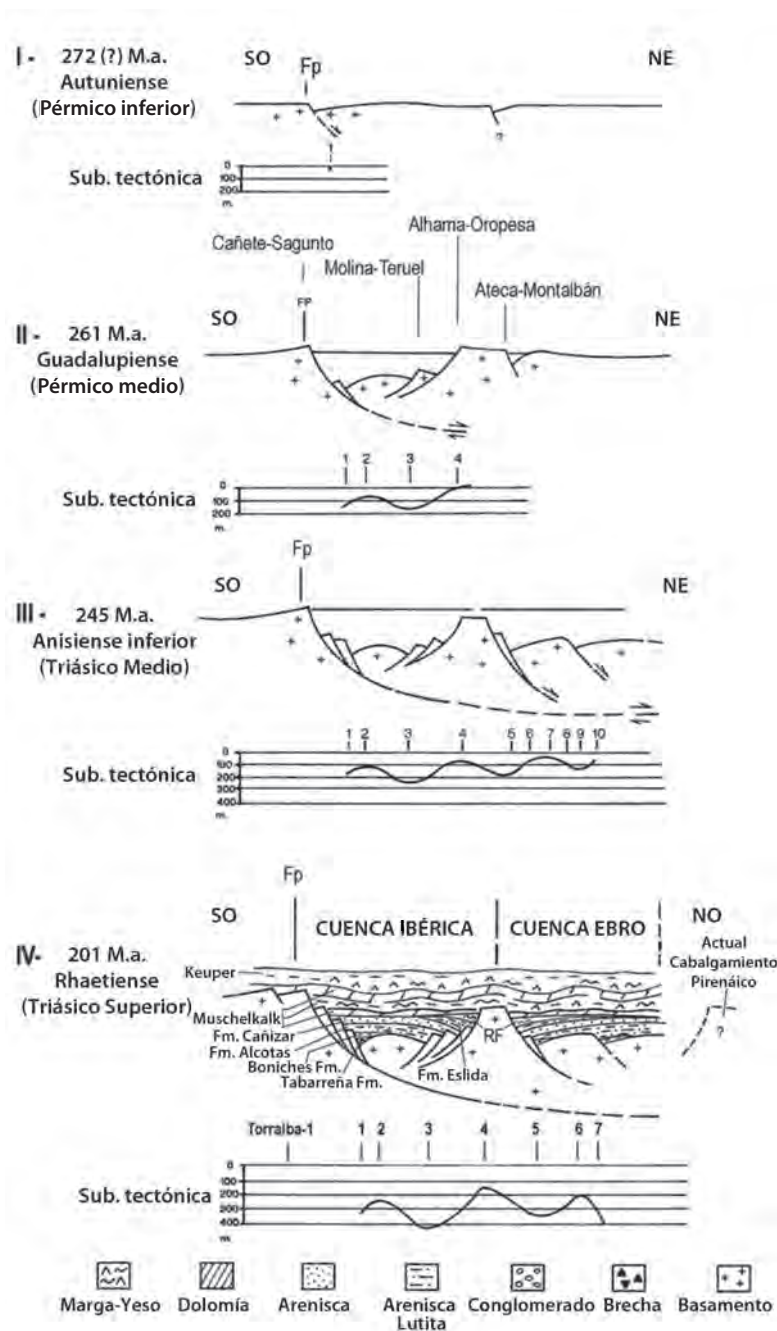


Fig. 1.12: Contexto tectónico de la evolución de la cuenca Ibérica y del Ebro desde el Pérmico inferior al Triásico Superior. Modificado de Vargas *et al.* (2009).

fracturación de dirección SO-NE, generando sectores con una morfología de semi-graben. Según la sucesión de estos sectores en semi-graben se diferenciaron dos subcuencas de mayor extensión geográfica con una dirección NO-SE, separadas por el alto sedimentario del Umbral de Ateca, que posteriormente conformaron la Rama Aragonesa y Castellana de la Cordillera Ibérica.

En la Rama Castellana existieron tres áreas de sedimentación. De NO a SE, la zona de Ayllón-Atienza, la zona de Molina de Aragón y, separada por el Umbral de Cueva de Hierro-Tremedal, el área más oriental que se extendió hasta el mediterráneo y que es objeto de estudio de esta tesis en la Cordillera Ibérica.

Esta segunda fase finalizó con un periodo de elevación tectónica, erosión y no sedimentación, durante el Pérmico superior y Triásico Inferior.

En la tercera etapa, desarrollada en el Triásico Inferior-Medio, comenzó un rifting de subsidencia térmica o etapa madura del rift. Los segmentos del rift pérmico se unieron en una estructura NO-SE, afectada por un sistema de fallas de transferencia SO-NE, que provocó diferentes tasas de sedimentación en toda la cuenca (Vargas *et al.*, 2009).

En la cuarta fase, debido a la subsidencia térmica, se produjo de manera paulatina la transgresión del Tethys, inundando la placa Ibérica. La transgresión comenzó en el Pelsoniense (Anisiense), pero no fue hasta el final del Ladiniense cuando el mar alcanzó el borde noroeste de la Cuenca Ibérica.

Una vez finalizado el segundo ciclo de rifting, y ya en el Cenozoico, tuvo lugar la compresión alpina, que provocó la inversión de la cuenca a favor de las principales fallas normales de dirección NO-SE generadas durante las fases extensivas, dando como resultado la estructura que actualmente conforma la Cordillera Ibérica (Arche y López-Gómez, 1996; Casas-Sainz *et al.*, 2000; De Vicente *et al.*, 2009).

1.6.1.2. Cuenca Catalana

La Cuenca Catalana fue una cuenca intracontinental situada en el noreste de Iberia, delimitada por el alto de Lleida y el denominado alto de Girona (Calvet y Marzo, 1994; Galán-Abellán *et al.*, 2013a).

La cuenca se formó a finales del Paleozoico y estaba dominada por un sistema de fracturas longitudinal de dirección NE-SO (siguiendo la orientación de la cordillera), y otro transversal, de dirección ENE-OSO (Marzo, 1980; Calvet y Marzo, 1994; Vegas, 1997). Estos sistemas de fallas continuaron actuando durante el Mesozoico con un

régimen extensional, provocando la diferenciación de bloques con distinta subsidencia y evolución que funcionaron como tres grábenes principales denominados Miramar-Prades-Priorat, Garraf y Montseny-Llobregat (Marzo, 1980; Ramón y Calvet, 1987; Gaspar-Escribano *et al.*, 2004) (Fig. 1.6). Las sucesiones de estos tres grábenes presentan características estratigráficas y sedimentológicas diferentes, no correlacionables entre sí (Marzo, 1980).

Durante la etapa de compresión alpina se produjo la inversión de la cuenca, conformándose la cordillera actual y originándose estrechas bandas de deformación con dirección NE-SE a ENE-OSO en el extremo noreste, mientras que en el extremo suroeste se desarrollaron pliegues y fallas de dirección ENE-OSO, siguiendo los dos patrones de fracturas longitudinales y transversales anteriormente citados (Roca *et al.*, 1999). Posteriormente, la tectónica extensiva post-orogénica provocó durante el Mioceno una estructura de bloques antitéticos y fosas delimitados por fallas normales de dirección ENE-OSO a NE-SO (Marzo, 1980; Gaspar-Escribano *et al.*, 2004).

1.6.2. Menorca

Con anterioridad a la orogenia alpina, la evolución geodinámica de Menorca estuvo ligada a la de Iberia, aunque la paleogeografía precisa de la isla, las relaciones con las cuencas mesozoicas del este de Iberia y la evolución tectónica general durante el Pérmico y Triásico todavía no están claras y con frecuencia se encuentran datos contradictorios.

Después de la unificación de Pangea durante el Pérmico inferior, comenzó una etapa de rift en el Pérmico superior que duró hasta el Triásico (Sopeña *et al.*, 1988), cuando África y Europa comenzaron a separarse bajo un régimen transtensional sinistral inicial, permitiendo el desarrollo de una red de sistemas de grábenes (Rodríguez-Perea *et al.*, 1987; Ramos, 1995). Los sedimentos pérmicos y triásicos se acumularon en estos grábenes en las primeras etapas de depósito, hasta que posteriormente se produjo una relajación térmica de la litosfera y la propagación del Tethys durante el Triásico Medio (Ziegler y Stampfli, 2001; Escudero-Mozo *et al.*, 2014).

La estructura del dominio Bético-Balear actual es el resultado de dos grandes procesos tectónicos que tuvieron lugar en el Mediterráneo occidental durante el Neógeno (Sabat *et al.*, 1988; Roca y Guimerà, 1992): la formación de un sistema de cabalgamientos Béticos durante el Oligoceno-Medio Mioceno, y la apertura de la cuenca argelina en el Mioceno Superior (Fontboté *et al.*, 1990; Ramos, 1995).

1.6.3. Cerdeña

En Cerdeña el resultado de la Orogenia Varisca sufrió un proceso de colapso gradual debido a la intensa tectónica extensional posterior de finales del Carbonífero y comienzos del Pérmico (Carmignani *et al.*, 1994). En consecuencia, se desarrollaron cuencas molásicas extensionales en las que se depositaron sedimentos fluviales y lacustres desde el Carbonífero Superior hasta el Pérmico superior (Cassinis *et al.*, 2002, 2003). Las cuencas postvariscas se desarrollaron inicialmente como respuesta a un sistema de megacizalla lateral derecho superpuesto a la megasutura Varisca colapsada (Freytet *et al.*, 2002; Cassinis *et al.*, 2012). Esta dinámica fue cambiando posteriormente hacia un modelo extensional (Arthaud y Matte, 1977; Vai, 1991; Ziegler y Stampfli, 2001; Vai, 2003), alcanzando probablemente durante el Pérmico medio una etapa de importante desarrollo que se prolongó hasta el Triásico Inferior (Deroin y Bonin, 2003). Este modelo continuó durante el Triásico Medio, depositándose sedimentos marinos en facies Muschelkalk pertenecientes al dominio de las biofacies sefardíes “germánicas” (subdominio sardo-provenzal) del margen septentrional del Neo-Tethys (Costamagna y Barca, 2002). Este proceso estuvo ligado a la tectónica temprana del ciclo Alpino (Bernoulli y Jenkyns, 1974; Stampfli y Marchant, 1997). Por su localización marginal con respecto al Neo-Tethys, las cuencas de la actual Cerdeña sufrieron una subsidencia limitada, por lo que el espesor de las sucesiones permo-triásicas quedó reducido a decenas de metros para los sedimentos en facies Buntsandstein y a menos de 300 m (Pomesano Cherchi, 1968; Costamagna y Barca, 2002) para la sucesión total.

1.7. PALEOGEOGRAFÍA

A finales del Carbonífero se produjo la colisión entre Gondwana y Laurasia, dando como resultado un supercontinente denominado Pangea, el océano Panthalásico y el mar de Tethys (Woods, 2005). Durante el Pérmico y el Triásico, la placa Ibérica ocupó el flanco oriental de este supercontinente (Fig. 1.13), como una microplaca pequeña cerca de la parte más meridional del antiguo megacontinente de Laurasia (Ziegler y Stampfli, 2001; Stampfli y Borel, 2002; Muttoni *et al.*, 2009; Domeier *et al.*, 2012), y que formaba parte del borde sureste de la Cordillera Central de Pangea, al oeste del mar Tethys.

Con el inicio de la fracturación de Pangea, se produjo una reorganización de las placas. De esta forma, la placa Ibérica se encontraba en el hemisferio norte, a unos 5° del ecuador, durante el Pérmico medio-superior, y fue migrando hasta encontrarse a unos 10°N y 14°N en el final del Triásico Inferior (Fig. 1.13) (Ziegler, 1990; Ziegler y Stampfli, 2001; Dinarès-Turell *et al.*, 2005; Bourquin *et al.*, 2011; Domeier *et al.*, 2012).

Este proceso de fracturación provocó que se desarrollaran diferentes cuencas en el lado oriental de la placa durante el Pérmico inferior, mientras que la parte occidental se mantuvo estable formando lo que hoy constituye el Macizo Hercínico o Varisco. A partir del Pérmico medio-superior y durante el Triásico, comenzó una etapa marcada por la separación de diferentes bloques corticales, dando lugar a la creación y evolución de nuevas cuencas, entre las que se encuentran la Cuenca Ibérica y la Cuenca Costero Catalana.

La placa Ibérica, que formaba parte de la antigua frontera entre Gondwana y Laurasia durante la formación de Pangea, experimentó deformaciones significativas que comprenderían parte del denominado corredor varisco de Europa sudoccidental (Weil *et al.*, 2001; Martínez-Catalán, 2011). Tal deformación intensa llevó al desarrollo de cinturones montañosos que continuaron existiendo durante el Pérmico e incluso el Triásico Inferior-Medio (Bourquin *et al.*, 2011; López-Gómez *et al.*, 2012). Fluteau *et al.* (2001) estimaron unos 2000 m de altitud para estos cinturones, y hasta 2000 y 3000 m

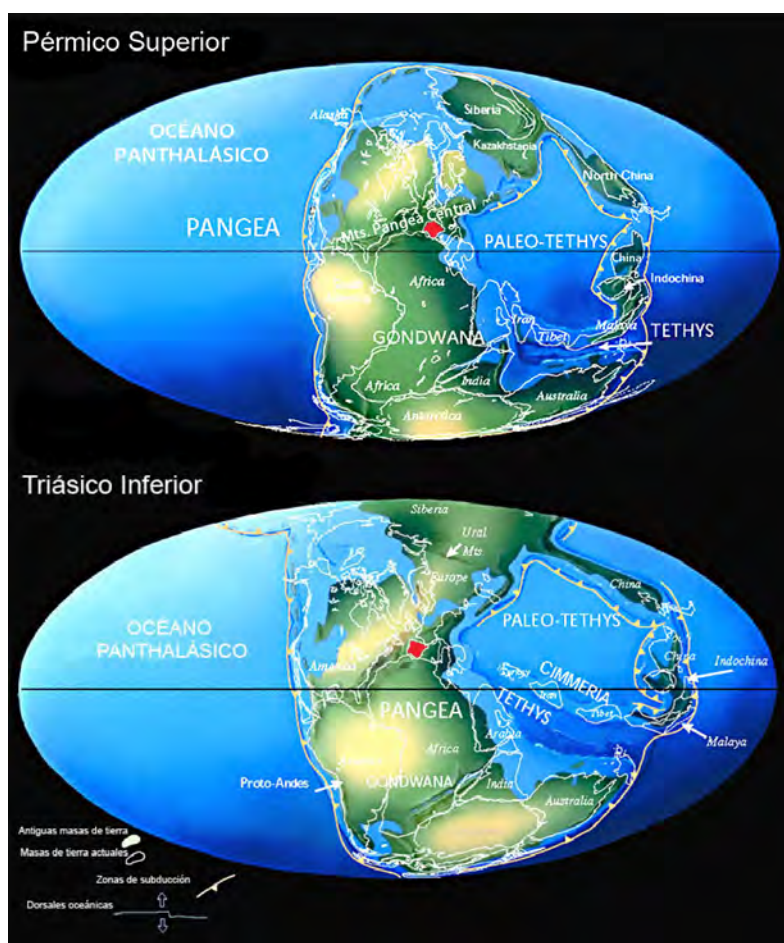


Fig. 1.13: Mapas paleogeográficos del Pérmico superior y Triásico Inferior, con Iberia en rojo. Modificados de Scotese (2002).

en el sur de Europa durante el Pérmico superior. En la placa Ibérica se formaron tres altos importantes: el Alto de Ateca-Montalbán, el Alto del Ebro y el Alto de Girona, que controlaron la sedimentación y el clima.

La paleoposición exacta de Menorca y Cerdeña durante el Pérmico y el Triásico no se conoce con exactitud y sigue siendo objeto de debate. Sin embargo, se estima que Menorca se localizaba cerca de Iberia, en una situación más próxima que en la actualidad (Fig. 1.14) (Llombart *et al.*, 1987; Rodríguez-Perea *et al.*, 1987), y que en tiempos variscos y post-variscos Cerdeña estaba vinculada a una Europa estable, localizándose en un tramo aproximado entre el N de la actual Cataluña y el SE de Francia durante el Triásico Inferior (Edel *et al.*, 2014).

Las Islas Baleares, Córcega, Cerdeña y Sicilia se encontraban unidas o próximas a Iberia en la margen oeste del Tethys durante la formación de Pangea (Parés *et al.*, 1992; Rosenbaum *et al.*, 2002). Posteriormente, debido a la convergencia alpina desarrollada durante el Paleógeno, el promontorio Balear formó parte de un cinturón de pliegues alargado que se encontraba unido a Iberia. La Cordillera Bética, Cabilia, Córcega, Cerdeña

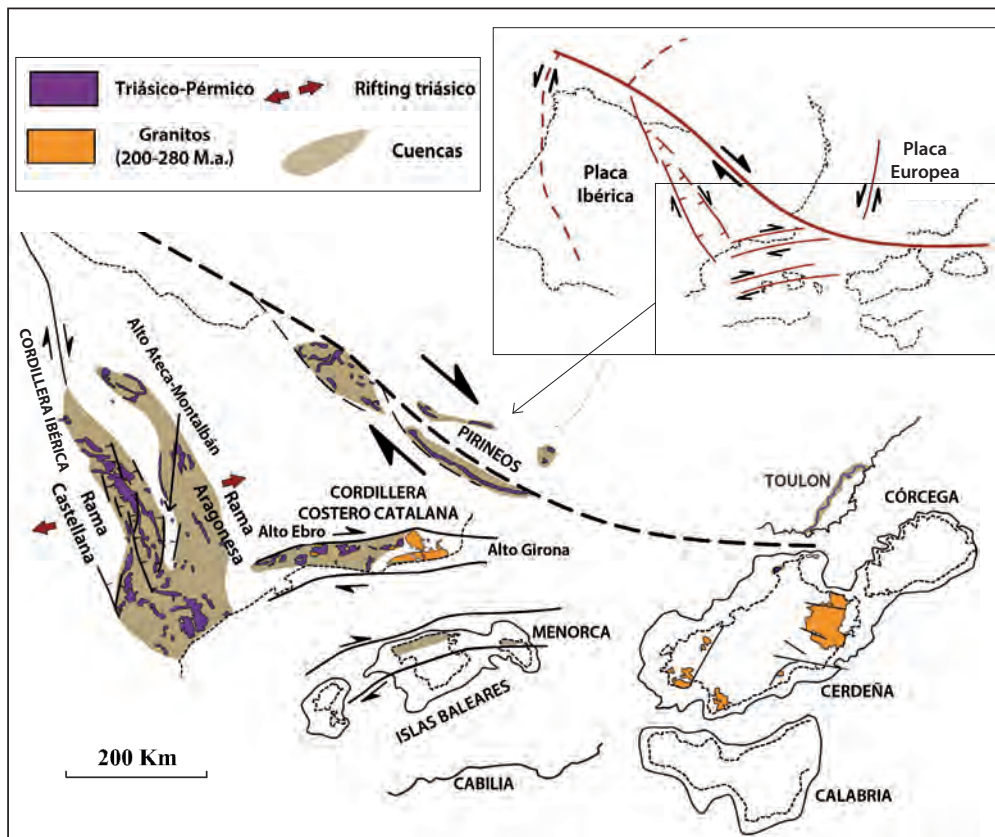


Fig. 1.14: Reconstrucción de la evolución de las cuencas del O del Peri-Tethys durante el Pérmico superior-Triásico Inferior. Modificado de Grotter *et al.* (2015).

y Calabria también pertenecieron a este cinturón (por ejemplo, Rosenbaum *et al.*, 2002), separándose posteriormente, durante el Oligoceno Inferior, en respuesta a las fases extensionales (Dewey *et al.*, 1989; Stampfli y Borel, 2002; Stampfli y Hochard, 2009; Carminati *et al.*, 2012). Esta tectónica provocó la separación del promontorio Balear. De igual modo, Córcega y Cerdeña sufrieron rotaciones de unos 60° en sentido antihorario, durante la apertura del Mar de Liguria en el Oligoceno Superior - Mioceno Inferior, (Speranza, 2000; Gattacceca *et al.*, 2007), mientras que la apertura del surco de Valencia fue acompañada por una rotación de unos 20° en sentido horario de las Islas Baleares (Montigny *et al.*, 1981; Freeman *et al.*, 1988; Parés *et al.*, 1992).

Por tanto, se puede inferir que durante el Pérmico medio - Triásico Medio, Menorca probablemente estuvo muy próxima a Cerdeña por el NE, a Iberia por el O y a Cabilia por el SE. Por otro lado, y debido a las notables similitudes sedimentarias y paleoflorísticas de las sucesiones continentales del Pérmico y Triásico entre las cuencas de Nurra (Cerdeña) y Toulon (SE Francia), éstas se encontrarían situadas una frente a otra y, por consiguiente, la parte sur de Cerdeña estaría cerca de los Pirineos orientales y el noroeste de Córcega frente a Estérel (Cassinis *et al.*, 2003) (Fig. 1.14).

Tal como se ha explicado previamente en la exposición de objetivos, es en este contexto de cuencas vecinas situadas en el borde oeste del Tethys, y con un registro sedimentario al menos parcialmente correlacionable, donde se enmarca el presente estudio, para intentar determinar si los procesos que afectaron a los materiales de la Cordillera Ibérica tuvieron repercusión también en otras cuencas del entorno.

2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

En el presente capítulo se lleva a cabo una revisión bibliográfica de los trabajos más destacados que tratan sobre la crisis del límite Pérmico-Triásico, Smithiense-Spathiense y la posterior recuperación a nivel global, de los minerales APS en medios sedimentarios y su relación con la acidez en el medio, ya que es el tema central de esta tesis doctoral, así como de los trabajos más importantes realizados en los sedimentos continentales pérmicos y triásicos de las áreas de estudio; es decir, la Cordillera Ibérica, la Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña.

2.1. TRABAJOS GENERALES DE LA CRISIS PÉRMICO-TRIÁSICA, SMITHIENSE-SPATHIENSE Y LA RECUPERACIÓN.

La crisis del límite Smithiense-Spathiense (S-S) ha cobrado relevancia en los últimos años, sin embargo hasta las últimas década había quedado enmascarada por la crisis del límite Pérmico-Triásico (P-T), por lo que la literatura referente a esta última es mucho más abundante. En este apartado se ha realizado una recopilación de los trabajos que tratan sobre la crisis S-S sin profundizar en las causas de la citada crisis, ya que en la introducción se puede encontrar abundante bibliografía referente a este aspecto y algunos relevantes sobre la crisis P-T, ya que ambas crisis se encuentran interrelacionadas. Además, como se ha comentado en la discusión, las causas que generaron ambas parecen ser similares, por lo que para un mayor entendimiento de la crisis S-S pueden considerarse los trabajos relacionados con la crisis P-T.

Entre los trabajos de carácter general sobre la crisis biótica y paleoambiental del límite P-T en sistemas continentales y marinos que pueden tenerse en cuenta para la comprensión de la crisis S-S destacan los realizados por Erwin (1993, 1994, 2006), Hallam y Wignall (1997), Kozur (1998), Erwin *et al.* (2002), Benton (2003), Benton y Twitchett (2003), Woods (2005), Twitchett (2006), Wignall *et al.* (2009), Algeo *et al.* (2011), Sun *et al.* (2012), Algeo *et al.* (2015), Cui y Kump (2015) y Hochuli *et al.* (2016). Así mismo, también existe un gran número de trabajos más específicos en secciones marinas que han ayudado a entender la crisis P-T, destacando los de tipo geoquímico e isotópico de Shen *et al.* (2015) y Takahashi *et al.* (2015); y los que estudian las variaciones específicas de los valores de los isótopos de carbono (Corsetti *et al.*, 2005; Brühwiler *et al.*, 2009; Korte y Kozur, 2010; Luo *et al.*, 2014), azufre (Riccardi *et al.* 2006; Maruoka *et al.*, 2003; Newton *et al.*, 2004; Bottrell y Newton, 2006; Luo *et al.*, 2010) y estroncio (Korte *et al.*, 2003). Sin embargo, los trabajos generales que abordan dicha crisis en medios

continentales también son escasos, debido a que los afloramientos triásicos de origen continental son menos abundantes, y en muchas ocasiones el tránsito Permo-Triásico no está representado (generalmente debido a la importante erosión asociada a la regresión global que acompañó a dicho tránsito), con el inconveniente añadido de la falta del registro fósil, haciendo difícil su datación y estudio. Entre los trabajos en secciones continentales, destacan los de Smith (1995), Retallack (1995), Wit *et al.* (2002), Sarkar *et al.* (2003), Smith y Botha (2005), Bourquin *et al.* (2011).

Entre los trabajos más relevante sobre la pérdida de biodiversidad ocurrida durante el límite S-S destacan los trabajos de Tozer (1981) quien señaló una rápida desaparición de los conodontos, y los estudios de Balme (1970), Benton (1986), Yin (1990), Hallam (1996), Sun *et al.* (2012), Wei *et al.* (2015) que expusieron una pérdida de la diversidad de diferentes grupos. Por ello, Hallam y Wignall (1997) consideraron este límite como una extinción mayor. Actualmente, se considera que esta crisis fue sincrónica en ambientes marinos y terrestres (Galfetti *et al.*, 2007a; Shen *et al.*, 2011), y que una sucesión de crisis ecológicas similares a las del límite P-T sofocaron la recuperación de los ecosistemas (Krull y Retallack, 2000; Pruss *et al.*, 2004; Horacek *et al.*, 2007; Galfetti *et al.*, 2007a, b; Stanley, 2009; Chen y Benton, 2012; Sun *et al.*, 2012; Shen *et al.*, 2015).

Entre los estudios de los isótopos estables de carbono de la crisis S-S destacan los trabajos de Payne *et al.* (2004), Payne y Kump (2007), Grasby *et al.* (2012) y Chen y Benton (2012) en el medio marino, y el de Krull y Retallack (2000) en medios continentales. Las excursiones negativas en $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ se relacionaron con episodios de inyección masiva de CO_2 en la atmósfera proveniente de la Provincia Ígnea de Siberia (Payne *et al.*, 2004). Entre los trabajos detallados sobre este vulcanismo cabe destacar el de Kamo *et al.* (2003) y Xie *et al.* (2010).

Los efectos de la inyección de CO_2 han sido discutidos en numerosos estudios (Payne *et al.*, 2004; Payne *et al.*, 2010; Chen y Benton, 2012). Sin embargo, los datos que reflejan las condiciones ambientales continentales para el Triásico Inferior son limitados, entre ellos destacan los de Coney *et al.* (2007) y Benton y Newell (2014).

Uno de los efectos de estas inyecciones de CO_2 durante el Smithiense fue la acidez producida en el medio. Aunque no hay datos concretos para este subpiso, se pueden considerar los trabajos de Black *et al.* (2014) y Beerling *et al.* (2007) sobre el aumento de la acidez en el medio durante el límite P-T.

Otro de los efectos fue un calentamiento global durante el Triásico Inferior, reflejado en los diferentes trabajos como los de Krull y Retallack (2000), Kidder y Worsley (2004), Huynh y Poulsen (2005), Romano *et al.* (2012) y Joachimski *et al.* (2012). Sin

embargo, otros estudios que han puesto de manifiesto un escenario más complejo con oscilaciones climáticas y la presencia de un sistema monzónico global, destacando los de Kidder y Worsley (2004), Sellwood y Valdes (2007), Galfetti *et al.* (2007a), Twitchett (2007), Preto *et al.* (2010), Stefani *et al.* (2010), Retallack *et al.* (2011), Bourquin *et al.* (2011), Sun *et al.* (2012), Romano *et al.* (2013) y Benton y Newell (2014).

Del mismo modo, existen numerosos trabajos generales sobre el periodo de recuperación durante el Triásico Inferior, como los de Twitchett (1999), Bottjer y Gall (2005) y Algeo *et al.* (2011). Sin embargo, la mayoría de ellos también están realizados en secciones de origen marino (Woods *et al.*, 1999; Sephton *et al.*, 2002; Payne *et al.*, 2004; Twitchett, 2006; Retallack *et al.*, 2011; Sun *et al.*, 2012; Shen *et al.*, 2015; Tu *et al.*, 2016). En secciones continentales destacan los estudios de Cassinis *et al.* (1992), Rubidge (1995), Rubidge y Sidor (2001), Retallack *et al.* (2003); Retallack *et al.* (2007), Peng *et al.* (2005), Botha y Smith (2006), Coney *et al.* (2007), Chen *et al.* (2007), Benton y Newell (2014), y además, estudios geoquímicos e isotópicos que reflejan las condiciones ambientales sobre los continentes para ese período, como los de Coney *et al.* (2007), Cao *et al.* (2008), Williams *et al.* (2012) y Benton y Newell (2014).

2.2. TRABAJOS SOBRE MINERALES APS EN MEDIOS SEDIMENTARIOS Y SU RELACIÓN CON LA ACIDEZ EN EL MEDIO.

Los minerales fosfatos-sulfatos aluminicos (minerales APS), pertenecen al supergrupo de la alunita, pero en la naturaleza los minerales de este grupo generalmente forman soluciones sólidas con composiciones que suelen presentar o un grupo sulfato, como la crandallita o goyacita, o un grupo fosfato, como la alunita o la natroalunita, siendo menos frecuente la presencia de los términos intermedios sulfato-fosfato como los descritos en esta tesis (Dill, 2001), cuya fórmula general es $(\text{REE}_{0,09} \text{K}_{0,01} \text{Ba}_{0,01} \text{Ca}_{0,27} \text{Sr}_{0,51}) \text{Al}_{3,09} (\text{P}_{1,53} \text{S}_{0,43} \text{As}_{0,01} \text{Si}_{0,05})_2 \text{O}_8 (\text{OH})_6$.

Una revisión detallada de los diferentes minerales del grupo de los APS, formados tanto en medios metamórficos, ígneos y sedimentarios, se encuentra en el trabajo realizado por Dill (2001). Se trata del primer trabajo que proporciona una visión amplia de estos minerales basado en la génesis de los mismos.

Los trabajos referentes a los minerales APS son escasos, sobre todo en medios sedimentarios. De hecho, la primera referencia a fases minerales de fosfato-sulfato de aluminio formadas en un ambiente ácido por el reemplazamiento de apatitos durante la alteración arcillosa en depósitos hidrotermales la realizan Stoffregen y Alpers (1987).

Posteriormente, Khalaf (1990) detalla diferentes texturas de alunitas diagenéticas en calcretas en una secuencia clástica del Mioceno-Pleistoceno, y relaciona su precipitación a la acción de ácido sulfúrico, posiblemente proveniente de hidrocarburos, sobre arcillas y feldespatos potásicos de areniscas y lutitas. Al mismo tiempo, distingue cuatro fases de formación de las alunitas y relaciona su presencia como indicadora de hidrocarburos. Del mismo modo, Polyak y Güven (1996) describen una asociación de alunita/natroalunita con halloysita hidratada, atribuyendo su formación al contacto de aguas cargadas en ácido sulfúrico con sedimentos arcillosos provocando la conversión de los minerales de la arcilla y cuarzo en estos minerales. Posteriormente, Rasmussen (1996) describe minerales del grupo de los APS (florencita, gorceixita, crandallita y xenotima) formados en condiciones diagenéticas tempranas en areniscas marinas.

De igual modo, las composiciones de fosfato-sulfato intermedios, como las descritas en la presente tesis en el capítulo 6.2, formados durante la diagénesis temprana, son también poco comunes en los estudios que han identificado la presencia de minerales de APS en medios sedimentarios. Entre estos trabajos cabe destacar el realizado por Spötl (1990), en el que identifica minerales de fosfato-sulfato de aluminio con una composición química intermedia entre woodhouseita, svanbergita, crandallita y goyazita en areniscas del Pérmico superior, formados durante la diagénesis temprana, anterior a la cementación del sedimento, por la disolución del apatito detrítico en un entorno de pH bajo, y su posterior precipitación en minerales de fosfato-sulfato de aluminio; por otro lado, Novak *et al.* (1997) describen goyazitas, svanbergitas y kemmlitzitas en gravas arenosas aluviales, originadas como productos autigénicos durante procesos diagenéticos en areniscas. También, Pe-Piper y Dolansky (2005) estudian minerales APS de la serie woodhouseita y crandallita que se encuentran sustituyendo al vidrio volcánico y al apatito, rellenando los poros de areniscas fluviales del Cretácico Inferior en Canadá, formados con una fuente externa de SO_2^{-4} , durante la diagénesis temprana como resultado del flujo de agua meteórica rica en sulfato derivado de la oxidación de la pirita, y fosfato de la disolución del apatito detrítico.

Por su parte, Gaboreau *et al.* (2005, 2007) relacionan la distribución espacial de los minerales APS y su variación composicional con yacimientos de uranio. Además, en el primer trabajo, los consideran como buenos marcadores de redox y pH ácido, y por lo tanto, como una herramienta potencial para la exploración minera.

Recientemente, Vircava *et al.* (2015) describen minerales APS en un paleosuelo sobre un basamento cristalino y, a partir de estos minerales, realizan un gradiente del paleo-pH, indicando que en los niveles donde se encuentran se produjo una meteorización ácida.

En la Cordillera Ibérica, los minerales APS son identificados y descritos por primera vez por Benito *et al.* (2005) en rocas del Triásico Inferior; posteriormente Marfil *et al.* (2013) interpretan el origen de estas fases como una alteración supergénica de las areniscas del Buntsandstein mediante fluidos mineralizantes. Estos fluidos habrían provocado el desarrollo de minerales con uranio en una zona de alteración, y la precipitación de minerales APS a partir de minerales detríticos. Sin embargo, en esta misma área de estudio, Galán-Abellán *et al.* (2013b, c) atribuyen la formación de minerales APS a procesos diagenéticos tempranos, anteriores a la cementación del sedimento por cuarzo e illita diagenética, y atribuyen su formación a la circulación de aguas meteóricas ácidas que podrían haber promovido la disolución parcial de los fosfatos detríticos y la precipitación posterior de los minerales APS.

2.3. SEDIMENTOS CONTINENTALES PÉRMICOS Y TRIÁSICOS DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO

2.3.1 Cordillera Ibérica.

Los primeros trabajos del Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica datan de mediados del S. XIX, siendo principalmente de tipo regional y general. Normalmente, son estudios estratigráficos de carácter descriptivo y comparativo con las unidades descritas en el oeste y centro de Europa, entre ellos cabe destacar el trabajo de Verneuil y Collomb (1853) donde se divide el Triásico en tres tramos según el tipo de litología.

El primer trabajo en el que se refleja la existencia del Pérmico dentro de estudios globales que abarcan la Península Ibérica es el de Jacquot (1866), sin embargo atribuye una edad pérmica a los sedimentos en facies Buntsandstein. Este error es corregido en los trabajos de Cortázar (1875, 1885) y Vilanova (1863) donde hacen una descripción geológica de las provincias de Cuenca-Teruel y Valencia-Teruel respectivamente, centrándose fundamentalmente en los materiales triásicos.

A finales del S. XIX y durante la primera mitad del S. XX, los estudios ya presentan un carácter más concreto, con una temática más específica, aunque siguen teniendo un carácter regional, como los de Mallada (1902), que dentro del mapa Geológico de la Península Ibérica resume los trabajos más significativos del Pérmico y Triásico de la serranía de Cuenca, Ewald (1911), Brinkmann (1931), Sos (1933), Martin (1936), Falcò y Rojo (1941) y Richter y Teichmüller (1933). Este último trabajo supone un gran avance en la interpretación de los sedimentos pérmicos y triásicos, aportando nuevos datos sobre el desarrollo tectónico, paleogeográfico y estratigráfico del Sistema Ibérico,

afirmando que la formación del sistema de cuencas y umbrales fue contemporánea a la sedimentación y el relleno de las mismas, y atribuyendo a los materiales en facies Buntsandstein un origen fluvial. Entre los trabajos con una temática más específica destacan el de Hahne (1930), en el que describe de forma general los afloramientos triásicos de las zonas entre Boniches y Cañete (provincia de Cuenca), mientras que Sáenz García (1944) otorga una edad silúrica a las pizarras y cuarcitas del basamento, pérmica a los sedimentos conglomeráticos dispuestos discordantemente sobre ellas y permo-triásica a las areniscas de su techo. Durante este periodo también destaca algún trabajo de carácter más local, como los de Giménez de Aguilar (1928), Quintero y De-la-Revilla (1958), Riba y Ríos (1960) y Lapparent *et al.* (1965).

En la segunda mitad del S. XX, aumentan considerablemente el número de estudios realizados sobre el Pérmico y el Triásico de la Cordillera Ibérica. En los años setenta, comienzan a publicarse los mapas y memorias de la serie MAGNA a escala 1:50.000 por el Instituto Geológico y Minero, sirviendo de base para diferenciar unidades litoestratigráficas y establecer las primeras correlaciones estratigráficas. Estos trabajos producen un gran avance en el estudio de la geología de España, aunque en ellos no se realizan estudios en detalle de los sedimentos.

También durante los años setenta, se estudia de manera más exhaustiva el periodo permo-triásico, destacando los trabajos de Virgili *et al.* (1973, 1977), donde hacen un resumen de las principales características de los afloramientos Pérmicos del Sistema Central y de la Cordillera Ibérica, correlacionándolos y dividiéndolos en unidades litoestratigráficas. Además, se producen los primeros estudios mineralógicos y geoquímicos, destacando los de Caballero y Martín Vivaldi (1974) que realizan un estudio mineralógico de los sedimentos triásicos de la Cordillera Ibérica, y el de García Palacios *et al.* (1977), en el que se establecen las variaciones mineralógicas de las rocas del Triásico Inferior-Superior, junto con la evolución de los valores de cristalinidad de la illita. Por otro lado, se realizan los primeros intentos de datación por Boulouard y Viallard (1971, 1982), donde se describen las primeras asociaciones de polen y esporas que determinan el Pérmico del SE de la Cordillera Ibérica, y Doubinger *et al.* (1978) que, mediante asociaciones de polen y esporas, datan algunos sedimentos pérmicos y triásicos previamente descritos por otros autores en el SE de la Cordillera Ibérica.

Además, se realizan numerosas tesis doctorales: Melendez Hevia (1971), Viallard (1973), Hernando (1977), Ramos (1979) y Sopeña (1979), todas ellas relacionadas con los sedimentos Pérmicos y Triásicos de la Cordillera Ibérica.

Posteriormente, durante los años ochenta y noventa tiene lugar una etapa prolífica

en trabajos centrados en distintas temáticas (paleontológicos, sedimentológicos, tectónicos, geoquímicos...), destacando los trabajos de síntesis general realizados por Sopeña *et al.* (1988) acerca de la evolución y desarrollo de la Cuenca Ibérica a partir de distintas cuencas separadas por umbrales, cuya sedimentación estuvo controlada por las fallas de origen hercínico que las delimitaban; los estudios de Virgili (1989) y Cassinis *et al.* (1992). También, Gómez-Gras (1993) realiza un trabajo sobre el “Permotrias” del SE de la Cordillera Ibérica y de las Islas Baleares, en el cual hace un estudio petrológico completo de procedencia y de la evolución tectónica de estas zonas. Además, se realizaron otra serie de tesis sobre los sedimentos Pérmicos y Triásicos de la Cordillera Ibérica, como son las de Pérez-Arlucea (1985), López-Gómez (1985), García-Gil (1990), Sánchez-Moya (1991) y Rey (1993).

Agrupando los diferentes estudios según las temáticas, se encuentra una serie de trabajos que tratan sobre las principales características de los sedimentos pérmicos y triásicos y sus unidades. En primer lugar, Ramos y Sopeña (1983) describen las principales características de los sedimentos basales de las facies Buntsandstein, al mismo tiempo que Arche *et al.* (1983) publican un trabajo sobre el Pérmico de la Cordillera Ibérica y los bordes del Sistema Central, resumiendo los datos obtenidos hasta el momento y añadiendo interpretaciones sedimentológicas. Posteriormente, Pérez-Arlucea y Sopeña (1986) definen formalmente las unidades litoestratigráficas del sector central de la Cordillera Ibérica, y López-Gómez y Arche (1992) definen, también con carácter formal, las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, dividiéndolas en dos grupos constituidos por nueve formaciones que a su vez están compuestas por catorce miembros.

Al mismo tiempo, López-Gómez y Arche publican un gran número de trabajos centrados en el estudio específico de las formaciones litoestratigráficas, como son: Arche y López-Gómez (1989), en el cual realizan un trabajo sobre el tipo de sedimentación fluvial, desarrollada durante las primeras etapas del rifting de la Cuenca Ibérica en rocas en facies Buntsandstein; López-Gómez y Arche (1993a), donde hacen un estudio de estratigrafía secuencial de la facies Buntsandstein y Muschelkalk del SE de la Cordillera Ibérica, en el que distinguen dos fases principales de subsidencia que condicionan la sedimentación (una tectónica y otra térmica), que a su vez se dividen en dos secuencias deposicionales; López-Gómez y Arche (1993b), donde describen e interpretan la arquitectura y las características sedimentarias de la Fm Areniscas del Cañizar, diferenciando seis cuerpos complejos de areniscas separados por siete superficies mayores de discontinuidad “*Major Bounding Surfaces*” (MBS), y depositados por sistemas fluviales de tipo braided; López-Gómez y Arche (1994), en el que estudian los primeros materiales depositados sobre el

basamento silúrico (Fm Brechas de Tabarreña) considerándolos como Pérmico Inferior; López-Gómez y Arche (1997), donde realizan una descripción de la unidad pérmica basal conglomerática asignada al Thüringiense (Fm Conglomerados de Boniches); y por último, en Arche y López-Gómez (1999a), estudian en detalle la Fm Eslida y concluyen que fue depositada en una cuenca de tipo semigraben condicionada por fracturas de dirección NO-SE, subdividiéndola en seis secuencias principales de tipo aluvial, depositadas en condiciones de clima estacional.

Respecto a los trabajos específicos de la Cordillera Ibérica relacionados con la evolución tectónica de la Cuenca Ibérica, destacan principalmente aquellos realizados en las dos últimas décadas. Así, Arche y López-Gómez (1992) proponen una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de apertura de la Cuenca Ibérica mediante fallas lítricas, poco profundas, que producen cambios en el estilo fluvial de los sedimentos del Pérmico y Triásico y condicionan la evolución de la Cuenca Ibérica; de igual modo, Arche y López-Gómez (1996), determinan nuevas conexiones entre diferentes sistemas del rift Ibérico durante el Triásico Inferior y Medio, que relacionan con sistemas mayores dentro de la fracturación de Pangea. Por otro lado, Van Wees *et al.* (1998) describen en detalle de la subsidencia en la Cuenca Ibérica durante el Mesozoico, concluyendo que ésta viene marcada, en el Pérmico y Triásico, por varios pulsos de rifting interrumpidos por periodos de subsidencia térmica y relativa inactividad tectónica.

Sobre la diagénesis en las rocas del Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica destacan los trabajos de Arribas (1987) en la Rama Aragonesa, De la Cruz *et al.* (1987) donde describen la evolución genética de las areniscas en afloramientos de Teruel y Cuenca, Marfil *et al.* (1995) sobre la evolución y cierre de la porosidad en estas areniscas, el de Morad *et al.* (1989) sobre la diagénesis temprana de los feldespatos potásicos en las areniscas del Buntsandstein, y el realizado por Marfil *et al.* (1996) en el que datan mediante el método K-Ar diferentes tipos de cementos de illita en areniscas de la facies Buntsandstein de la Cordillera Ibérica, viendo su evolución diagenética y su relación con el desarrollo de la cuenca. Como trabajo relacionado con la procedencia de las areniscas en facies Buntsandstein destaca el realizado por Arribas *et al.* (1985).

Aunque los datos biocronológicos obtenidos para los sedimentos Pérmicos y Triásicos en la Cordillera Ibérica durante estas dos décadas no son abundantes, hay tres trabajos destacados basados en el estudio de asociaciones de polen y esporas: el llevado a cabo por Doubinger *et al.* (1990), donde se describen 27 asociaciones en sedimentos Pérmico-Triásicos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, arrojando unas edades desde el Pérmico medio-superior hasta el Triásico Superior; el trabajo publicado por Sopena *et al.* (1995), en el que realizan una síntesis de las asociaciones palinológicas

descritas hasta ese momento en la zona central de la Cordillera Ibérica, y posteriormente el realizado por Diez *et al.* (1996), donde describen una macro- y microflora anisiense dentro de la facies Buntsandstein de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

Entre los trabajos más recientes relacionados con estudios mineralógicos de detalle se encuentra el de Alonso-Azcárate *et al.* (1997), en el cual describen las asociaciones mineralógicas de los sedimentos de las distintas formaciones del Pérmico y Triásico del SE de la Cordillera Ibérica, distinguiendo dos tipos: uno formado por la asociación illita-caolinita-pirofilita, en sedimentos Pérmicos y del Triásico Inferior, que interpretan como formadas en un ambiente continental próximo al área fuente, y un segundo tipo, constituido por illita-clorita-vermiculita e interestratificados, que relacionan con un cambio en las condiciones de formación hacia un ambiente marino somero durante el Triásico Medio.

El presente siglo se caracteriza por la presencia de trabajos todavía más específicos que en las décadas anteriores. Sin embargo, como trabajos de síntesis general destacan los de Arche *et al.* (2002, 2004), en los que se hacen sendas propuestas de correlación entre los materiales Pérmico-Triásicos de la Cuenca Ibérica con las cuencas del Ebro y las Catalánides, y entre el SE de la Cordillera Ibérica y las Islas Baleares. También cabe destacar el estudio de síntesis realizado por López-Gómez *et al.* (2002) en el capítulo 10 de la monografía *Geology of Spain*, donde se describe la estratigrafía y los factores tectónicos que condicionaron el desarrollo de la sedimentación de los materiales pérmicos y triásicos en las diferentes cuencas de Iberia, apoyándose en los trabajos publicados hasta la fecha. Y el de Virgili (2008), donde realiza una revisión histórica de la evolución del estudio del Pérmico desde su primera descripción en el siglo XIX por Murchison en los Urales, a la vez que elabora una síntesis y puesta al día del Pérmico en la actualidad. Finalmente, Bourquin *et al.* (2007) hacen una revisión del límite Pérmico-Triásico y de la sedimentación durante el Triásico Inferior en las distintas cuencas del O. del Tethys. Posteriormente Bourquin *et al.* (2011) publican un trabajo similar, pero ampliándolo al dominio noroeste del peri-Tethys y añadiendo importantes datos de tipo paleoclimático.

Por otro lado, cabe destacar el libro *Geología de España* publicado en 2004 (Vera, 2004), donde se encuentra una recopilación de los datos más relevantes de los principales dominios geológicos de España, dentro del cual, el capítulo 5 está dedicado, en gran medida, a la Cordillera Ibérica y a la Costero-Catalana. Y un número especial de la revista *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* publicado al año siguiente sobre la transición Pérmico-Triásico en España. Dentro de este volumen, López-Gómez *et al.* (2005) presentan diferentes alternativas para localizar el límite Pérmico-Triásico en

Iberia y concluyen que durante el Periodo Triásico la Placa Ibérica se encontraba en una zona intertropical bajo condiciones de clima estacional; Arche y López-Gómez (2005), estudian los cambios de estilo fluvial en las diferentes unidades litológicas del Pérmico medio-Triásico Medio, a los que atribuyen causas intracuencales de tipo tectónico en unos casos, y en otros, a cambios globales de tipo climático; Benito *et al.* (2005), realizan una caracterización mineralógica y petrológica de los sedimentos Pérmicos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, distinguiendo tres subunidades en relación a cambios en las condiciones paleoambientales. Este trabajo es especialmente relevante ya que en él se describe por primera vez la presencia de minerales del grupo de los APS (sulfato-fosfatos aluminicos, ricos en estroncio), como se ha visto en el subapartado anterior. Finalmente, en este mismo volumen, Díez *et al.* (2005) realizan una revisión detallada de los datos palinológicos encontrados en la facies Buntsandstein de la Cordillera Ibérica y comparan los resultados con otras cuencas permo-triásicas del SE de Francia e Italia.

Agrupando los trabajos de los años siguientes según la temática, se encuentran los artículos relacionados con la evolución tectónica de la Cuenca Ibérica de Vargas *et al.* (2009) en el cual realizan una comparación entre la subsidencia en sedimentos Pérmicos y Triásicos de toda la Cordillera Ibérica, con los datos de subsidencia de la Cuenca del Ebro en sedimentos de la misma edad; y el de López-Gómez *et al.* (2010) en el que relacionan el tipo de arquitectura fluvial de los sedimentos pérmicos y triásicos en la Cuenca Ibérica, con el estilo de subsidencia de la cuenca.

Un mayor detalle de la sedimentología se puede encontrar en De la Horra *et al.* (2005) donde realizan una caracterización de la Unidad Conglomerados de Valdemeca, hasta entonces considerada como la subunidad inferior de la Fm Cañizar. Posteriormente, López-Gómez *et al.* (2011) describen la arquitectura de los materiales pérmicos y triásicos en su contexto de una cuenca de rift, y López-Gómez *et al.* (2012) describen la evolución de las unidades de la Fm Cañizar, relacionándola con su implicación en la recuperación de la vida después del límite P-T.

Dentro de un contexto de estudios petrológicos y mineralógicos, Arribas *et al.* (2007) realizan un trabajo de procedencia de las areniscas de la facies Buntsandstein, en el que describen las petrofacies de los sedimentos permo-triásicos del NO de la Cordillera Ibérica. Para esta misma facies, Sánchez Martínez *et al.* (2012), realizan otro estudio de procedencia a partir de edades de U-Pb en circones detríticos. Además, Galán-Abellán *et al.* (2013b) realizan un estudio mineralógico para las Fms Cañizar y Eslida que completa los datos de trabajos anteriores.

El primer trabajo sobre magmatismo del Pérmico medio-superior en el SE de la

Cordillera Ibérica lo realizan Lago *et al.* (2013), a la vez que comparan los resultados con el magmatismo coetáneo del Tethys occidental.

En base al estudio en detalle de paleosuelos del Pérmico medio y superior en el SE de la Cordillera Ibérica, De la Horra *et al.* (2008) y Benito *et al.* (2011), realizan una reconstrucción paleoambiental en la que muestran los diferentes cambios en los climas y en las condiciones de acidez y oxidación-reducción.

Como trabajo sobre la reconstrucción paleoecológica y paleoambiental de los sedimentos del Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica destaca el de De la Horra *et al.* (2012), que realizan una recopilación de datos de trabajos anteriores y aporta otros nuevos. De igual modo, dentro de los estudios recientes de evolución climática en el Triásico Inferior, destaca el de Soria *et al.* (2011), en el que describen la influencia eólica de los sedimentos en la sección de Río Martín, en la Cordillera Ibérica.

En el contexto de la paleontología se encuentran diferentes trabajos, los más numerosos tratan sobre micro- y macroflora, como el de Díez (2000) en el cual describe una asociación completa y en detalle de flora en el N de la Cordillera Ibérica, representando un trabajo de gran interés para otros posteriores de tipo paleobotánico. Posteriormente, en el trabajo de Díez *et al.* (2007) se combinan datos palinológicos y sedimentológicos completando el cuadro cronoestratigráfico existente en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, y en Díez *et al.* (2010) se amplía esta información para otras áreas de la Península Ibérica y Baleares. Diéguez y Barrón (2005) describen la palinoflora pérmica en diferentes asociaciones de la Fm Alcotas, en el SE de la Cordillera Ibérica, haciendo una cuantificación de los especímenes y describiendo su evolución antes de la crisis permo-triásica. En esta misma formación, Diéguez *et al.* (2007) hacen una descripción con detalle de la macroflora, y Diéguez y López-Gómez (2005) describen un tronco atribuido a *Dadoxylon* sp., destacando la presencia de actividad fúngica en el mismo. También dentro del ámbito paleontológico hay que destacar el trabajo de Bèthoux *et al.* (2009) en el cual describen un insecto triadotipomorfo que confirma la edad Anisiense de la Fm Eslida, además de representar el insecto más antiguo del Mesozoico descrito en España; y posteriormente el de Gand *et al.* (2010), que analizan diferentes ichnitas, también de edad Anisiense, haciendo una reconstrucción paleoambiental y paleoecológica en el Triásico Inferior y Medio de la Cordillera Ibérica.

Por último cabe destacar la tesis doctoral de De la Horra (2008) en la que realiza un trabajo multidisciplinar sobre los sedimentos Pérmicos del sureste de la Cordillera Ibérica, donde se reflejan variaciones tanto sedimentológicas, como bióticas y geoquímicas, que marcarían la crisis del Capitaniense (Pérmico medio), previa a la crisis del límite P-T. Y la

tesis de Galán-Abellán (2011), en la que también realiza un estudio multidisciplinar de los materiales triásicos de la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana, centrándose en la sedimentología, geoquímica y mineralogía de estos sedimentos, así como en la recuperación biótica que tuvo lugar tras la crisis del límite P-T. Estas dos memorias han sido fundamentales como base para la presente tesis.

2.3.2 Cordillera Costero Catalana.

El número de trabajos realizados sobre el Pérmico y Triásico de la Cordillera Costero Catalana es inferior al de Cordillera Ibérica, realizándose sobre todo a partir de finales del siglo XX y principios del XXI. A continuación se hace una recopilación de los mismos sin contar los trabajos generales de la Península Ibérica citados en el apartado anterior.

Desde el S. XIX hasta mediados del S. XX, los trabajos realizados son de carácter general, normalmente cartográficos y estratigráficos, en los que se utiliza la clásica subdivisión germánica (Buntsandtein, Muschelkalk y Keuper). Entre estos trabajos destaca el de geología general de España de Verneuil y Collomb (1853), los relacionados con la provincia de Tarragona, como los de Bauza (1876), Gombau (1877), Mallada (1890) y Villaseca (1920), y con la provincia de Barcelona, como el de Maureta y Thós i Codina (1881). Así mismo, también se encuentran los mapas geológicos de la provincia de Barcelona realizados por Almera (1891, 1897, 1900), y la primera descripción de la flora triásica realizada por Calzada (1987), que posteriormente es completada por Almera (1909). Dentro de este periodo, destaca el trabajo de tipo estructural realizado por Llopis (1947) en el que establece las líneas estructurales de la Cordillera Costero Catalana, proponiendo varias hipótesis paleogeográficas sobre el trazado y características de la cuenca de sedimentación triásica.

Desde mediados del siglo XX hasta la actualidad los trabajos ya presentan una temática más específica. El primero que puede destacarse es la tesis doctoral de Virgili (1958), en ella realiza una revisión de la estratigrafía del Triásico de la Cordillera Costero Catalana, resolviendo una serie de problemas estructurales y proporcionando un gran número de perfiles y series locales que permitieron subdividir los sedimentos de la facies Buntsandstein en tres unidades litológicas: inferior, media y superior.

Durante los años setenta, el IGME publica las cartografías geológicas a escala 1:200.000 y 1:50.000 de esta zona, incluyendo memorias con información sedimentológica y petrográfica.

Posteriormente, Marzo (1980), en su tesis doctoral realiza el trabajo más

completo publicado hasta la fecha sobre la estratigrafía y sedimentología de la facies Buntsandstein en la Cordillera Costero Catalana. En ella, diferencia y describe una serie de unidades litoestratigráficas, detallando su estratigrafía junto con la interpretación sedimentológica. Tectónicamente divide la Cuenca Catalana en tres dominios diferentes (Montseny-Llobregat, Garraf, Miramar-Prades-Priorat), con características particulares en el tipo de sedimentación y, en principio, no correlacionables entre sí. Este trabajo ha servido de base para la presente tesis, ya que las unidades litoestratigráficas utilizadas son las definidas por él. Este estudio se completó posteriormente por el mismo autor (Marzo, 1986) mediante la descripción de nuevas facies y secuencias fluvio-eólicas en el dominio de Garraf.

La revista Cuadernos de Geología Ibérica, publica en el volumen monográfico nº 11 varios artículos de índole paleontológica realizados en el Triásico de la Cordillera Costero Catalana. Entre ellos destacan el de Solé de Porta *et al.* (1987) donde se realiza un estudio palinológico de las unidades triásicas, asignando una edad Anisiense inferior al Complejo Lutítico-Carbonatado-Evaporítico Superior (facies Röt), y el de Calzada (1987), en el cual se analizan varios niveles fosilíferos en la facies Buntsandstein describiendo icnitas de vertebrados a las que asignan una edad Anisiense inferior, o quizá Scytiense superior, y restos vegetales sin precisar su edad.

Ya en la década de los años 90, Gómez-Gras (1993) realiza un estudio petrológico y paleogeográfico detallado de la evolución de la Cuenca Costero Catalana y Baleares durante el Pérmico y el Triásico, aportando datos de gran interés respecto a la procedencia de dichos sedimentos. Igualmente, Roca (1994) realiza un estudio de la evolución de la Cuenca Catalano-Balear pero desde un punto de vista geodinámico, desde el Mesozoico hasta la actualidad, concluyendo que durante el Pérmico al Cretácico Superior, la Cuenca Catalano-Balear estuvo sometida a una extensión que dio lugar a la formación de diferentes cubetas y umbrales limitados por fallas de dirección NE-SO y ONO-ESE, y a un vulcanismo alcalino de edad Triásico Superior-Jurásico Medio.

En relación a los trabajos sobre paleontología, destaca el realizado por Gaete *et al.* (1994), en el cual publican parte del material del yacimiento de tetrápodos de La Mora (provincia de Barcelona) describiendo restos del género *Parotosuchus*, el cual les permitió establecer relaciones temporales entre la unidad Areniscas y Lutitas de El Figaró, del dominio Montseny-Llobregat, con niveles de Europa Central y de la Plataforma Rusa, de edad Olenekiense superior. La síntesis más reciente sobre este tipo de fósiles es la realizada por Fortuny *et al.* (2011), donde se realiza una revisión sobre tetrápodos del Triásico en la Península Ibérica, destacando fundamentalmente los de la Cordillera Costero Catalana.

Finalmente, entre los trabajos de los últimos años se puede destacar el de Dinarès-Turell *et al.* (2005), en el que realizan un estudio paleomagnético en las diferentes unidades de la facies Buntsandstein de la Cordillera Costero Catalana, obteniendo una edad Olenekiense para dichas unidades, a la vez que hacen una revisión bioestratigráfica de la Cordillera Ibérica y Costero Catalana; y por otro lado, los trabajos de Juez-Larré y Andriessen (2002, 2006), en los que describen la evolución tectónica del margen NE de la Península Ibérica, desde la ruptura de Pangea hasta la actualidad, mediante termocronología y “fission track” de circones y apatitos. También cabe destacar el estudio paleomagnético en rocas magmáticas del Pérmico y Triásico realizado por Edel *et al.* (2014), en el que concluyen que durante el Pérmico y Triásico se produjeron unas rotaciones en sentido horario del bloque Maures-Esterel-Córcega-Cerdeña asociadas al giro dextral del oroclinal de Iberia, asociándose la última fase de la rotación acaecida durante Pérmico superior - Triásico inferior con un magmatismo alcalino, probablemente vinculado a la actividad de apertura del Neo-Tethys. Este trabajo, aunque no se centra en la Cuenca Catalana, se cita en este apartado debido a que tiene una clara repercusión sobre la misma debido a la proximidad al bloque anteriormente citado.

Como se ha comentado anteriormente, Galán-Abellán (2011), en su tesis doctoral, realiza una descripción sedimentológica de la facies Buntsandstein de la Cordillera Costero Catalana detallando sus implicaciones paleogeográficas. Posteriormente, en Galán-Abellán *et al.* (2013a), el trabajo anterior se ve ampliado mediante nuevos datos geoquímicos, mineralógicos y paleontológicos.

2.3.3 Menorca.

Los materiales permo-triásicos de las Islas Baleares son descritos por primera vez en detalle en la tesis de Bourrouilh (1973), que proporciona un esquema fundamental de la geología de las islas y arroja los primeros datos bioestratigráficos.

Otra investigación relevante sobre estos materiales es la realizada por Rodríguez-Perea *et al.* (1987), donde presentan unos datos sedimentológicos preliminares sobre los sedimentos permo-triásicos de las Islas Baleares. Ya centrado solamente en Menorca, Rosell *et al.* (1988) realizan una estratigrafía sintética de la sucesión permo-triásica al norte de la isla distinguiendo cinco formaciones; de base a techo describen un conglomerado basal y unos depósitos fluviales con estructuras de point-bar que atribuyen al Pérmico superior, y unos sistemas fluviales braided y depósitos de point-bar de edad Anisiense, asumiendo la existencia de un hiato con una relación de discordancia entre el Pérmico y el Triásico. Además, este trabajo destaca por el análisis petrográfico

que se realiza de las diferentes unidades. Posteriormente, Rosell y Gómez-Gras (1990) y Gómez-Gras (1993) aportan nuevos datos sedimentológicos tanto del Pérmico como del Triásico destacando, en el segundo caso, el estudio petrográfico y de procedencia realizado sobre dichos materiales.

El primer estudio palinológico fue realizado por Rosell *et al.* (1987) quienes describieron una palinoflora anisiense obtenida en sedimentos de la facies Buntsandstein, pero no hay ilustraciones de esta microflora por lo que es difícil corroborar los datos. Posteriormente, Ramos y Doubinger (1989) demostraron la presencia de una microflora “Thüringiense” en las secuencias del Pérmico superior y una Anisiense para el Triásico de Mallorca. Posteriormente, Broutin *et al.* (1992) describen unas asociaciones palinológicas al norte de la Isla de Menorca que también arrojan una edad “Thüringiense”. Una síntesis de estos datos palinológicos se puede encontrar en el trabajo realizado por Díez *et al.* (2010).

Por último, cabe destacar, los estudios más recientes sobre el Pérmico y el Triásico de Menorca de Gómez-Gras y Alonso-Zarza (2003), que ofrecen una descripción más detallada de los depósitos fluviales y de llanuras aluviales utilizando como indicadores calcretas retrabajadas, al mismo tiempo que también describen restos de macroflora. Por otro lado, Linol *et al.* (2009) realizan un estudio detallado sedimentológico e interpretan las secuencias estratigráficas permo-triásicas comparando, a escala regional, los materiales de este estudio con otras cuencas del Peri-Tethys y proponiendo una nueva reconstrucción paleoambiental. Otro estudio paleoambiental de los sedimentos pérmicos lo realizan Bercovici *et al.* (2009), describiendo los diferentes paleosuelos y aportando nuevos datos palinológicos y de macroflora que confirman la edad asignada a estos materiales en trabajos anteriores.

2.3.4 Cerdeña.

Los materiales pérmicos y triásicos de Cerdeña se han dividido clásicamente en diferentes regiones. En este apartado se van a tratar los relativos a la zona de Nurra, situada al norte de Alghero (en la parte NO de la isla), ya que son los materiales sobre los que se realiza esta tesis.

La sucesión de Nurra ha sido objeto de numerosos estudios, entre los que destacan los primeros trabajos generales realizados por Lotti (1931), Oosterbaan (1936) y Moretti (1959). Posteriormente, gracias a los avances realizados en los años 60 del pasado siglo, algunos autores (Pecorini, 1962; Vardabasso, 1966) ya describieron que gran parte de la secuencia clásica de Nurra podía atribuirse al Pérmico, y que sólo su parte superior

pertenecería al Triásico Inferior “o Buntsandstein”. Una subdivisión litoestratigráfica y sedimentológica de un cierto detalle de esta secuencia la presentan Gasperi y Gelmini (1980), y ha servido como base para múltiples estudios sucesivos.

Estas unidades fueron posteriormente precisadas por otros investigadores como Cassinis *et al.* (1996, 1998) y Neri *et al.* (2000), volviendo a ser descritas y redefinidas por Durand y Ronchi (2001) y Cassinis *et al.* (2002; 2003) en unos estudios que también han proporcionado un marco de correlación con los depósitos contemporáneos de la Provenza, descritos en Durand (2006a, b). Más detalles sobre la estratigrafía y la sedimentología de estas unidades se puede encontrar en Gaggero *et al.* (1996) en el que también realizan un estudio petrográfico; en Fontana *et al.* (2001) y Costamagna y Barca (2002), donde hacen una revisión de la facies Buntsandstein de Cerdeña; en Ronchi *et al.* (2008a) en el cual correlacionan las unidades siliciclásticas del Pérmico y Triásico con aquellas de igual edad en otras cuencas de Europa; en los trabajos de Ghinassi *et al.* (2009) y Costamagna (2011) se realizan análisis de facies y estratigráficos que permiten describir la evolución de la cuenca de Nurra; y por último en Costamagna (2012) que presenta una nueva interpretación de la transgresión del Neo-Tethys basada en un estudio de la facies Buntsandstein inferior y medio.

En relación a las reconstrucciones paleoclimáticas se puede destacar el trabajo de Sheldon (2005) en el que realiza un estudio paleoclimático basado en análisis de paleosuelos en los sedimentos pérmicos de la Fm Cala Viola y concluye que aquellos no se desarrollaron ni bajo un clima monzónico, ni bajo condiciones desérticas, sino en condiciones húmedas con temperaturas medias.

Entre los trabajos que versan sobre la composición de las areniscas destaca un primer estudio sobre toda la sucesión permo-triásica realizado por Cassinis *et al.* (1996, 1999). Como trabajos más específicos sobresalen los de Pittau Demelia y Flaviani (1982) y Cassinis *et al.* (2002, 2003) sobre las Areniscas de la Fm Cala Viola. Además, existen unos estudios sobre procedencia y procesos diagenéticos realizados por Neri *et al.* (1999) y Fontana *et al.* (2001), y otros de petrografía y minerales pesados desarrollados por Sciunnach (2001, 2002).

Los datos bio-cronoestratigráficos de esta zona son muy escasos. Pecorini (1962), Gasperi y Gelmini (1980), Ronchi *et al.* (1998) y Ronchi *et al.* (2008a) describen restos de plantas y asociaciones de palinomorfos encontrados en la parte inferior de la Fm Punta Lu Caparoni que atribuyen al “Autuniense superior”. A su vez, Ronchi *et al.* (2008b, 2011a) describen los restos de un vertebrado en la Fm Cala del Vino que ha permitido atribuir una edad comprendida entre el final del Kunguriense (Pérmico inferior) y el Roadiense

(Pérmico medio) a dichos sedimentos y Baucon *et al.* (2014) describen la evolución y significado paleoecológico de crustáceos en sedimentos pérmicos y triásicos de la zona de Nurra. El primer estudio mediante análisis de palinofloras en el Triásico de la zona de Nurra lo realiza Pittau Demelia y Flaviani (1982), y posteriormente Pittau y Del Rio (2002) describen dos asociaciones de polen y esporas que arrojan una edad Scitiense-Anisiense inferior en sedimentos de la facies Buntsandstein, y Anisiense superior a la parte más alta de dichas facies, o facies Röt.

En relación a la reconstrucción paleogeográfica de Cerdeña durante el Pérmico y el Triásico existen numerosos trabajos, sin embargo su paleoposición exacta sigue siendo objeto de debate. Algunas de estas reconstrucciones se pueden encontrar en Westphal *et al.* (1973, 1976), Edel *et al.* (1981), Broutin *et al.*, (1994), Dercourt *et al.* (2000), Cassinis *et al.* (2000), Ziegler y Stampfli (2001), Stampfli y Borel (2002) y Costamagna y Barca (2002). Posteriormente, y gracias a la correlación litoestratigráfica realizada entre Nurra y el oeste de la Provenza llevado a cabo por Cassinis *et al.* (2003), se pudo confirmar una mayor cercanía entre ambas regiones durante la transición Paleozoico - Mesozoico.

3. CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES

3. CARACTERIZACIÓN DE LAS UNIDADES

3.1 LITOESTRATIGRAFÍA

En el presente capítulo se describen las unidades del Pérmico medio-superior y el Triásico Inferior-Medio de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, del dominio de Miramar-Prades-Priorat de la Cordillera Costero Catalana, de Menorca y de la zona de Nurra en Cerdeña, que han sido objeto de estudio en esta tesis. El esquema litoestratigráfico de dichas unidades se muestra en la figura 3.1.1.

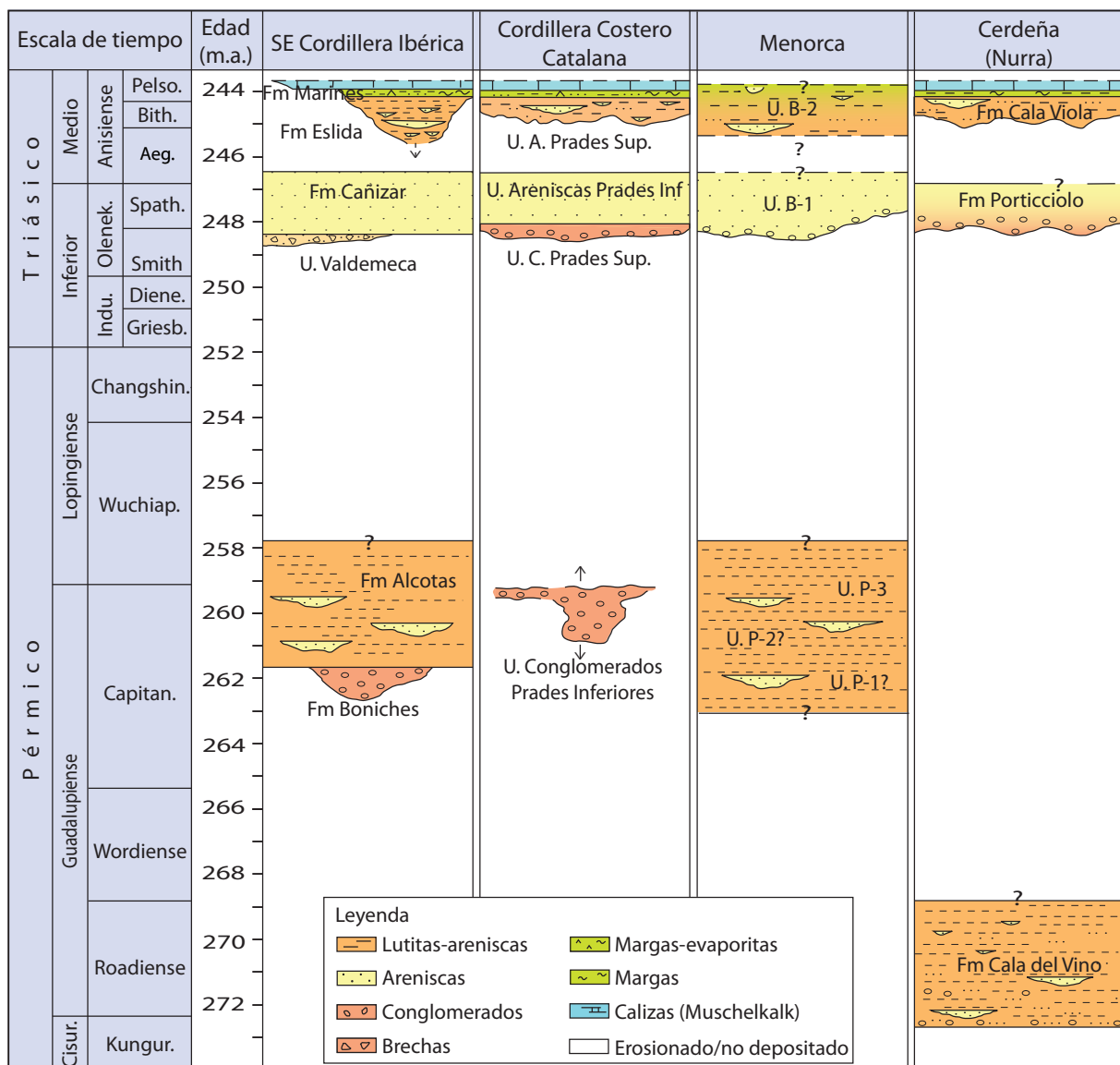


Fig. 3.1.1: Esquema de las unidades pérmicas y triásicas estudiadas de la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, Menorca y la región de Nurra de Cerdeña. Edades obtenidas de Ogg et al. (2016)

3.1.1 Cordillera Ibérica

Las formaciones estudiadas de la Cordillera Ibérica son, de muro a techo, Conglomerados de Boniches, Limos y Areniscas de Alcotas, Areniscas del Cañizar y Lutitas y Areniscas de Eslida, definidas por López-Gómez y Arche (1992). La Formación (Fm) Boniches y la Fm Alcotas conforman el segundo ciclo en la evolución sedimentaria de la Cuenca Ibérica (Arche y López-Gómez, 1996) siendo las últimas unidades con registro antes del límite Pérmico-Triásico. Tras un hiato comienza el tercer ciclo sedimentario, constituido por las Fms Cañizar y Eslida (Facies Buntsandstein).

Las columnas estratigráficas estudiadas en la Cordillera Ibérica se han agrupado geográficamente en tres sectores distintos (A, B y C) (Fig. 3.1.2). El sector A se sitúa al SO del área de estudio, dentro de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. En este sector afloran las Fms Boniches y Alcotas, sobre la que se deposita en contacto discordante la Fm Cañizar. Suprayacente a esta última formación se encuentra la Fm Dolomías de Landete (facies Muschelkalk), también mediante una discordancia, no estando representadas la Fm Marines ni la Fm Eslida (Fig. 3.1.3).

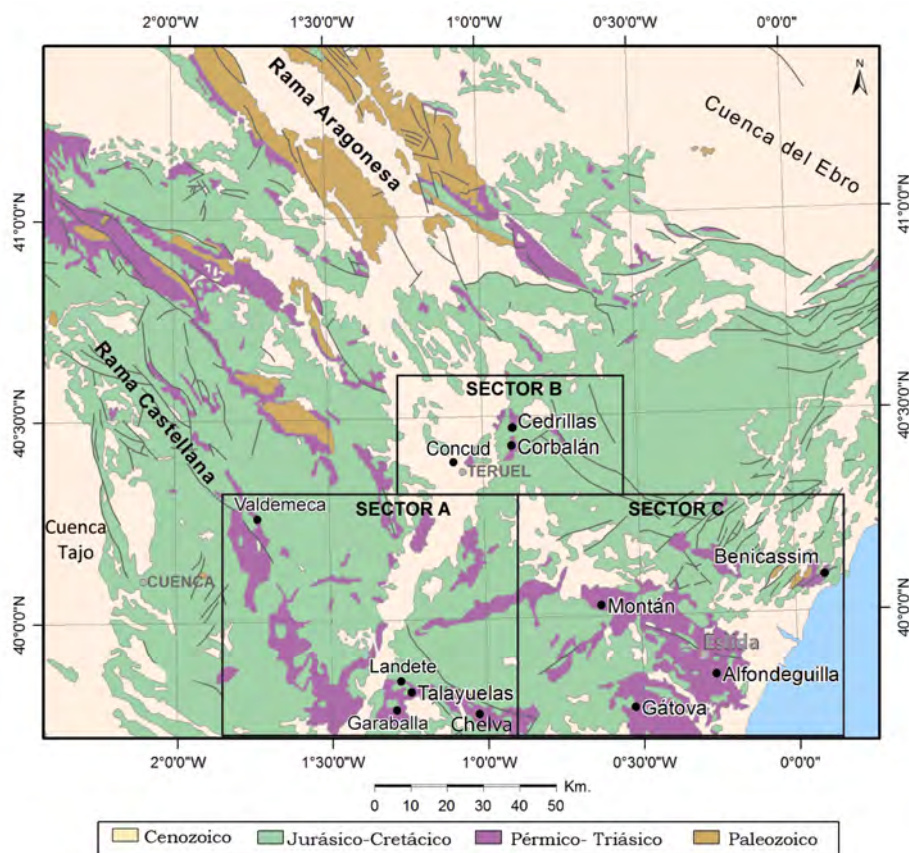


Fig. 3.1.2: Localización geográfica de las columnas estratigráficas y distribución de los distintos sectores estudiados de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

El sector B se encuentra situado al N y en el centro de la zona de estudio (Fig. 3.1.2), y en el mismo aflora casi exclusivamente la Fm Eslida salvo en la columna de Concud (Fig. 3.1.3).

El sector C se localiza al SE de la Rama Castellana. En este sector la Fm Boniches va perdiendo espesor hacia el SE, hasta no tener registro en las columnas de Alfondeguilla y Benicassim. La Fm Alcotas está presente en todas las secciones de este sector y sobre ella, con contactos discordantes, se encuentran las Fms Cañizar y Eslida sucesivamente (Fig. 3.1.3). Esta última formación, sólo presenta todas sus subunidades en una sección de este sector, en la columna tipo de la localidad de Eslida.

3.1.1.1 Formación Conglomerados de Boniches

La Formación Boniches representa el inicio del segundo ciclo en la evolución sedimentaria de la Cuenca Ibérica (Arche y López-Gómez, 1996), siendo discordante con la Fm Brechas de Tabarreña, formación conglomerática de escasa extensión y poco espesor perteneciente al Pérmico inferior, y cuando ésta no está presente, apoyándose discordantemente sobre el basamento. Su límite superior es transicional con la Fm Alcotas, dificultando algunas veces la localización del límite de las dos unidades. Su potencia es de 86 m en el corte tipo, aunque posee importantes cambios laterales y está muy condicionada por la paleogeografía existente.

Esta formación presenta una litología predominantemente compuesta por conglomerados grises y rojos con intercalaciones de areniscas rosáceas de grano medio a grueso (Fig. 3.1.4).

Los conglomerados son clastosoportados con una matriz arenosa de grano fino-medio. Los cantos son subredondeados a redondeados (Fig. 3.1.4) con un centil de 40 cm y una clasificación moderada, encontrándose los de mayor tamaño en la base (con un diámetro medio de 8-10 cm) y los de menor tamaño a techo (2-4 cm). Los cantos son mayormente de cuarcita, pero también hay una pequeña proporción de cantos de pizarras (<1%) en la base, y presentan marcas de disolución por presión y pátinas ferruginosas. En esta unidad se puede reconocer alguna estructura sedimentaria, como estratificación cruzada planar y de surco, normalmente de bajo ángulo. Los cuerpos presentan bases erosivas y unos espesores entre 40 y 80 cm (López-Gómez y Arche, 1997).

La matriz es de grano medio y arcósica, con componentes menores de illita, pirofilita y caolinita en la fracción arcilla. Estos componentes se encuentran en proporciones variables en las partes inferior y media de la formación, pero en la parte superior, la

caolinita y pirofilita muestran una disminución clara y progresiva, desapareciendo en la parte superior (Alonso-Azcárate *et al.*, 1997; López-Gómez y Arche, 1997).

Las areniscas poseen un tamaño de grano medio a grueso y están compuestas principalmente por silicatos, cuarzo, feldespatos, hematites y un alto contenido en micas, con una matriz escasa, generalmente inferior al 5%. Se organizan en cuerpos lenticulares de espesores que varían desde 20 cm hasta 160 cm, siendo más abundantes y de mayor espesor hacia el techo de la formación.

No se han observado restos fósiles, ni niveles pedogénicos desarrollados. Únicamente se ha encontrado una asociación de polen y esporas (Doubinger *et al.*, 1990) e impresiones de raíces en la parte inferior de la formación.

Esta formación se interpreta como depositada por abanicos aluviales que pasan rápidamente a sistemas fluviales de tipo braided hacia el techo (López-Gómez y Arche, 1997).

La edad de las rocas no se conoce con precisión, han sido datadas mediante polen y esporas como “Thüringienses” (Pérmico medio-superior) (Doubinger *et al.*, 1990),

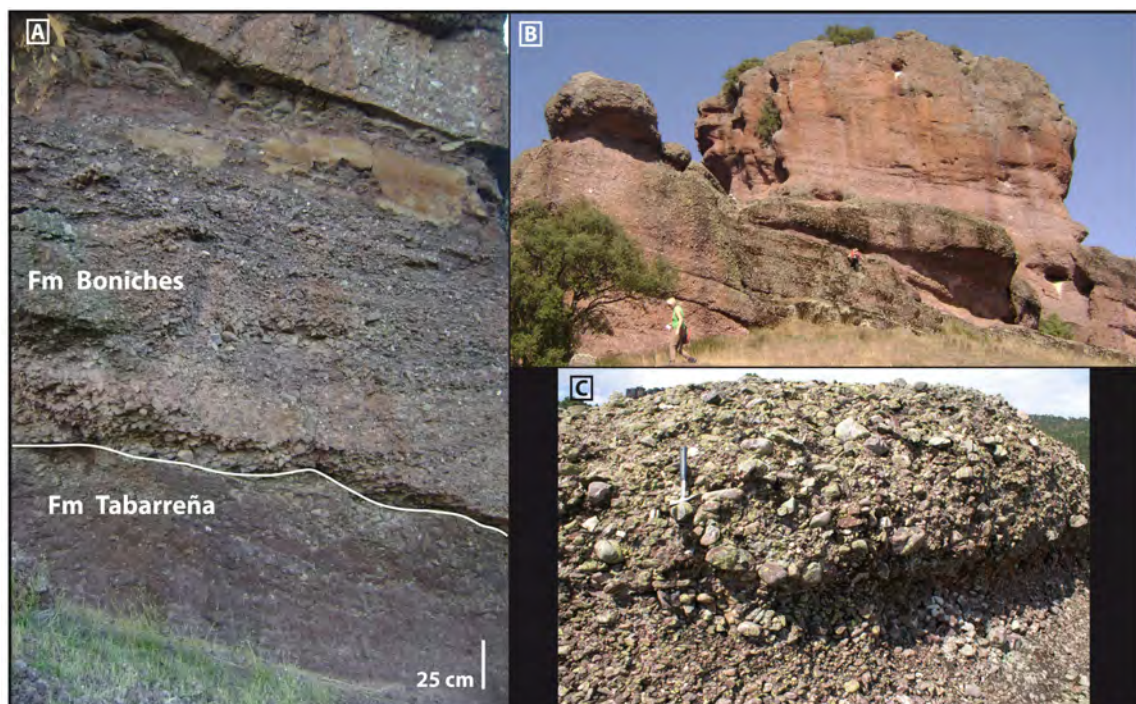


Fig. 3.1.4: Vista en campo de la Fm Boniches. A: Contacto entre la Fm Brechas de Tabarreña y la Fm Conglomerados de Boniches en el corte tipo del Castillo del Rey. Se aprecian diferentes secuencias de conglomerados clastosoportados con estratificación cruzada. B: El Castillo del Rey, formado por los conglomerados de la Fm Boniches. C: Conglomerados clastosoportados con cierta selección de tamaños, indicativos de un transporte producido en “aguas claras”.

posteriormente Arche y López-Gómez (2005) precisan esta edad y consideran que podrían pertenecer al Capitaniense (ver capítulo de cronoestratigrafía).

3.1.1.2 Formación Limos y Areniscas de Alcotas

Esta formación presenta un espesor que varía entre 140 m en la localidad de Valdemeca a 230 m en Talayuelas, y se encuentra presente en toda la cuenca excepto en el alto sedimentario de Cueva de Hierro-Orea. Su límite inferior es transicional con la Fm Boniches, mientras que el contacto superior es discordante y erosivo con la Fm Cañizar

La formación está compuesta por lutitas rojas y ocasionalmente verdes o grises oscuras con intercalaciones de areniscas rojas o rosas, con una menor presencia de lentejones de conglomerados (Fig. 3.1.5).

La litología dominante son las limolitas (alrededor del 70%), compuestas por cuarzo, illita y caolinita (Alonso-Azcárate *et al.*, 1997) y en menor medida por feldespatos y hematites. Las areniscas (alrededor del 27%), son arcosas y consisten en granos sub-redondeados de cuarzo, feldespato y micas en una matriz arcillosa escasa (generalmente alrededor de un 5%), y cementos de cuarzo. La fracción arcilla está compuesta principalmente por illita (Alonso-Azcárate *et al.*, 1997).

La formación se ha subdividido en tres subunidades que pueden diferenciarse en



Fig. 3.1.5: Vista en campo de la Fm Alcotas. A: vista general de la subunidad A1, en contacto con el basamento compuesto por pizarras del Silúrico. Se observa un depósito de sheetflood, lutitas de la llanura de inundación con un nivel edáfico y a techo un canal relleno con conglomerados. B: Relleno de canal con barras de areniscas en la subunidad A1. C: Relleno de canal con barras de areniscas con acreción lateral en la subunidad A2. D: depósitos de la llanura de inundación de la subunidad superior A3.

la mayor parte del centro y NO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

La subunidad inferior (A1) está compuesta fundamentalmente por lutitas rojas en las que se intercalan cuerpos canalizados de conglomerados de espesores métricos, con bases erosivas y morfologías lenticulares, depósitos de sheetflood y crevasse splay (Fig. 3.1.5). Los cuerpos canalizados tienen limitada acreción lateral y generalmente se encuentran aislados, presentando secuencias granodecrecientes con cantos blandos en la base.

En la subunidad media (A2) las facies arenosas aumentan su proporción respecto a las litologías de menor tamaño (Fig. 3.1.5). Los cuerpos de areniscas presentan estratificaciones cruzadas de tipo planar, cruzada, épsilon y secuencias granodecrecientes con lags basales de cantos de cuarcita y limos en la parte superior.

La litología dominante de la subunidad superior (A3) son las limolitas, con intercalaciones decimétricas de areniscas de grano fino a grueso (Fig. 3.1.5). Los cuerpos de areniscas son generalmente de aspecto masivo, a veces, con estratificaciones cruzadas planares y en surco, presentan bases erosivas y abundantes superficies de reactivación, al igual que en la subunidad A1, son frecuentes los depósitos de sheetflood y crevasse splay.

En la subunidad inferior y media se encuentran paleosuelos de tipo carbonático con diferentes estados de desarrollo. Siendo abundantes en la subunidad inferior, y disminuyendo su presencia en la subunidad media hasta prácticamente desaparecer en la subunidad superior. En esta última subunidad solamente hay presencia de ellos en la zona más septentrional del área de estudio.

Del mismo modo, en las dos subunidades inferiores se encuentran fragmentos de macroflora con escasa calidad de preservación. Además, en la subunidad media hay troncos silicificados y restos carbonificados de materia orgánica, llegando incluso a formar niveles centimétricos de carbón. Pero en la subunidad superior no se encuentra ningún resto de macroflora, microflora o carbón.

La subunidad inferior ha sido interpretada como un sistema fluvial de tipo braided de arenas y gravas desarrollados en amplias llanuras de inundación (Fig. 3.1.5). En la subunidad media se produce una rápida transición de sistemas fluviales de tipo braided a otros de alta sinuosidad dispuestos en amplias llanuras de inundación. Mientras que en la subunidad superior se vuelven a instalar los sistemas fluviales de tipo braided pero de arenas y con bajas condiciones energéticas y alta tasa de avulsión (Arche y López-Gómez, 2005).

Esta formación se ha datado mediante asociaciones de polen y esporas como Guadalupiense superior-Lopingiense inferior (Pérmico medio-superior; López-Gómez *et al.*, 2005. Ver capítulo de cronología).

3.1.1.3 Formación Areniscas del Cañizar

La Fm Cañizar es el primer registro triásico de la Cordillera Ibérica y representa el inicio de su tercer ciclo de la evolución sedimentaria (Arche y López-Gómez, 1996). Su contacto inferior es discordante con la Fm Alcotas. Sobre la Fm Cañizar, en el sector A, se encuentra en discordancia cartográfica la unidad carbonatada inferior de la facies Muschelkalk (Fm Dolomías de Landete) mientras que en el sector B, es concordante con la Fm Limos y Areniscas de Eslida, aunque en algunas secciones este contacto implica también un hiato (López-Gómez y Arche, 1992).

La extensión de la Fm Cañizar abarca toda la zona de estudio de la Cordillera Ibérica (sectores A, B y C) y su potencia varía entre 65 m y 168 m (Fig. 3.1.3). Esta formación está constituida por areniscas de color rojo y rosa (Fig. 3.1.6), con intercalaciones esporádicas de niveles de lutitas.

La base de la unidad comienza con un depósito conglomerático de hasta 5 m de potencia correspondiente a la Unidad Valdemeca definida por De la Horra *et al.* (2005), y diferenciada como una unidad litoestratigráfica correspondiente al miembro inferior de la Fm Cañizar. Se compone de conglomerados de cantos de cuarcita, en ocasiones facetados por erosión y pulido eólico, con intercalaciones de areniscas de grano medio y grueso. Los conglomerados presentan cantos poco seleccionados, redondeados y subangulosos, con un centil de 10 cm y una matriz arenosa de grano medio a grueso. Esta unidad se dispone en cuerpos tabulares de poca potencia (decimétricos) pero con una extensión lateral que puede superar los 10 m, presentan bases planas y erosivas. Las estructuras sedimentarias predominantes son la estratificación cruzada planar y de surco de bajo ángulo. Las paleocorrientes tienen una dirección predominante hacia el SE.

La Unidad Valdemeca es transicional con la siguiente subunidad de la Fm Cañizar.

Las areniscas de la Fm Cañizar presentan un tamaño de grano que varía de fino a grueso. Son principalmente arcosas, compuestas por granos de cuarzo sub-redondeados y albita embebidos en una matriz compuesta por illita, feldespato potásico, cuarzo y hematites (Alonso-Azcárate *et al.*, 1997; Benito *et al.*, 2005; Galán-Abellán, 2011). Presentan estratificaciones cruzadas en surco y planares, laminación paralela y ripples

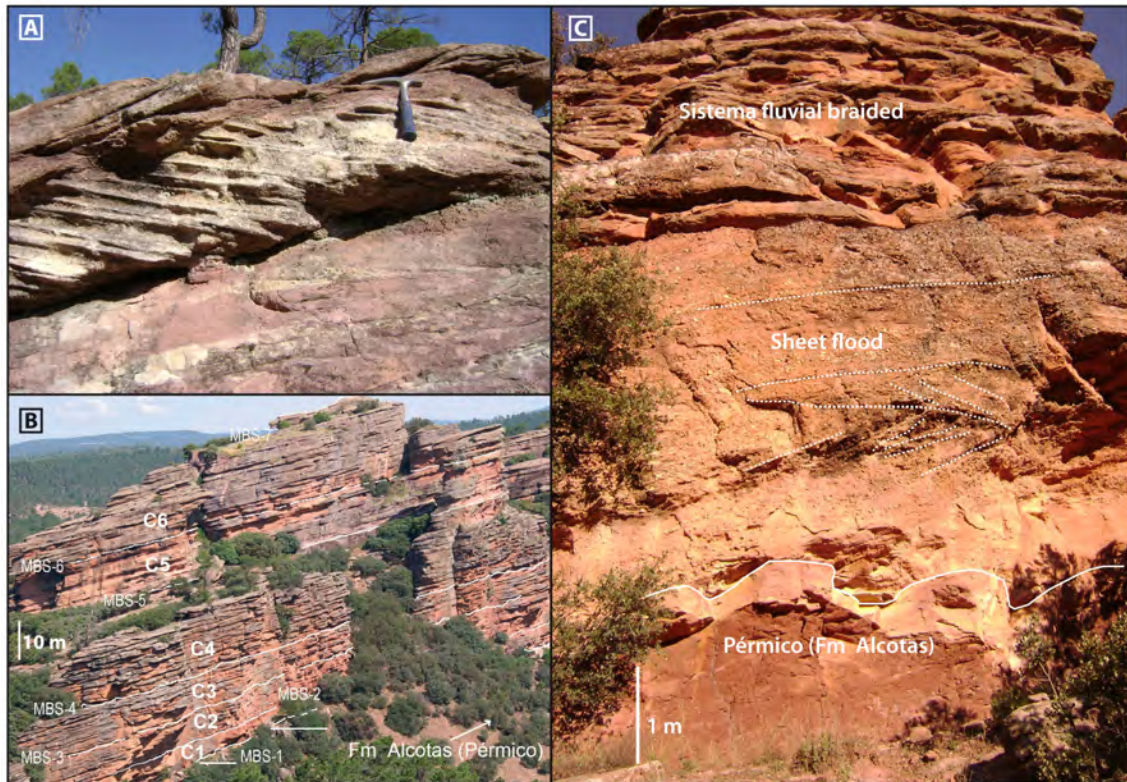


Fig. 3.1.6: Vista en campo de la Fm Cañizar. A: Megariple con estratificación cruzada planar en un corte paralelo al sentido del flujo. B: Vista general de la formación en la localidad tipo de El Cañizar, con las diferentes subunidades y superficies mayores de discontinuidad señaladas (modificada de López-Gómez et al., 2012). C: Subunidad C1 de la Fm Cañizar en contacto discordante con la Fm Alcotas (Pérmico). Se observan depósitos de sheet flood y de sistemas fluviales braided.

de corriente entre otras estructuras sedimentarias (Fig. 3.1.6). Los paquetes de estratos se suceden en la vertical y lateralmente, separados por superficies erosivas planas o levemente onduladas (Fig. 3.1.6).

Está dividida en seis complejos arenosos que equivalen a las seis subunidades o miembros de la Fm Cañizar, dispuestos concordantemente entre sí, y separados por siete superficies mayores de discontinuidad (Fig. 3.1.6) reconocibles en toda la cuenca, salvo en la zona situada más al E, en la sección de Benicassim. Estas superficies son el resultado de la reorganización de los sistemas de sedimentación fluvial debido a pulsos subsidentes de las fallas del borde de la cuenca que produjeron procesos de suave inclinación tectónica regional (López-Gómez y Arche, 1993a; Arche y López-Gómez, 1999b). Estas discontinuidades se corresponden con superficies de cuarto orden según Allen (1983) y de sexto orden según Miall (1985, 1996), representando periodos de interrupción en la sedimentación entre 10^4 - 10^5 Ma. Dentro de cada una de estas subunidades se pueden diferenciar superficies menores correspondientes con superficies de menor orden (Miall, 1985, 1996) que implican periodos de interrupción más cortos y reorganización

del sistema fluvial.

La Fm Cañizar se interpreta como sistemas fluviales de tipo braided de arenas poco profundos, con escaso confinamiento lateral. Se caracteriza por el desarrollo de secuencias generalmente incompletas relacionadas con la evolución de los canales y barras, interrumpidas por superficies de reactivación y erosivas, con frecuentes procesos de avulsión, y la presencia de algunos niveles centimétricos aislados con influencia eólica. Presenta unas paleocorrientes de dirección SE (De la Horra *et al.*, 2005; De la Horra, 2008; Galán-Abellán, 2011; López-Gómez *et al.*, 2012).

La edad de esta formación, obtenida mediante asociaciones de polen y esporas en la parte superior, es Anisiense inferior (Triásico Medio; Doubinger *et al.*, 1990), mientras que su parte inferior pertenece al Triásico Inferior, posiblemente al Smithiense (Olenekiense). Este último aspecto se discute en el capítulo de cronoestratigrafía.

3.1.1.4 Formación Lutitas y Areniscas de Eslida

Esta formación se encuentra solamente en una estrecha franja en el este de la Cordillera Ibérica y su potencia es muy variable, desde los 660 m en el corte tipo (Eslida, provincia de Castellón) hasta acunarse y desaparecer, en el área de estudio, hacia el NO. Esta importante variación lateral es debida a que la parte basal de esta formación fue depositada en semigrábenes en la parte oriental de la Cordillera Ibérica, mientras que posteriormente, el rápido hundimiento más generalizado permitió el desarrollo de una cuenca de mayor amplitud, con características más simétricas (Arche y López-Gómez, 1999a, 2005). Como resultado, el espesor de esta formación es muy variable, y sólo aparece representada en su totalidad en el depocentro, mientras que en los bordes de cuenca sólo se encuentra la parte más superior de la formación, desapareciendo hacia los bordes mediante superposición (onlap).

Su contacto inferior es concordante con la Fm Cañizar, aunque fuera del depocentro muestra un hiato con dicha unidad. Mientras que a techo de la Fm Eslida se deposita, en contacto transicional, la Fm Arcillas, Limos y Margas de Marines (facies Röt).

La Fm Eslida está constituida por lutitas rojas con intercalaciones de areniscas de color rojo o rosa (Fig. 3.1.7), en una proporción de 60-40%.

Las areniscas son arcosas de grano fino a grueso. Los granos están compuestos por cuarzo y feldespato, y grandes cristales de mica detríticos se concentran, generalmente, en la parte superior de las areniscas de grano fino. Los granos se encuentran desde pobremente a bien clasificados, y varían de subredondeados a subangulares, con una

matriz arcillosa (que raramente supera el 8%). La asociación mineral de la arcilla está dominada por illita, con proporciones menores de caolinita o pirofilita (Alonso-Azcárate *et al.*, 1997; Galán-Abellán, 2011). La geometría de los cuerpos es lenticular y tabular.

Aisladamente se encuentran paleosuelos carbonatados, mientras que en diferentes niveles a lo largo de toda la formación se hallan restos de plantas y materia orgánica indeterminada.

Se pueden identificar seis subunidades que representan secuencias sedimentarias aluviales (Arche y López-Gómez, 2005). Estas secuencias, que a su vez están divididas en otras menores, están probablemente relacionadas con diferentes pulsos tectónicos y climáticos, y se pueden seguir a través de toda la cuenca (López-Gómez y Arche, 1993b; Arche y López-Gómez, 1999a). Las cinco subunidades inferiores se relacionan con un

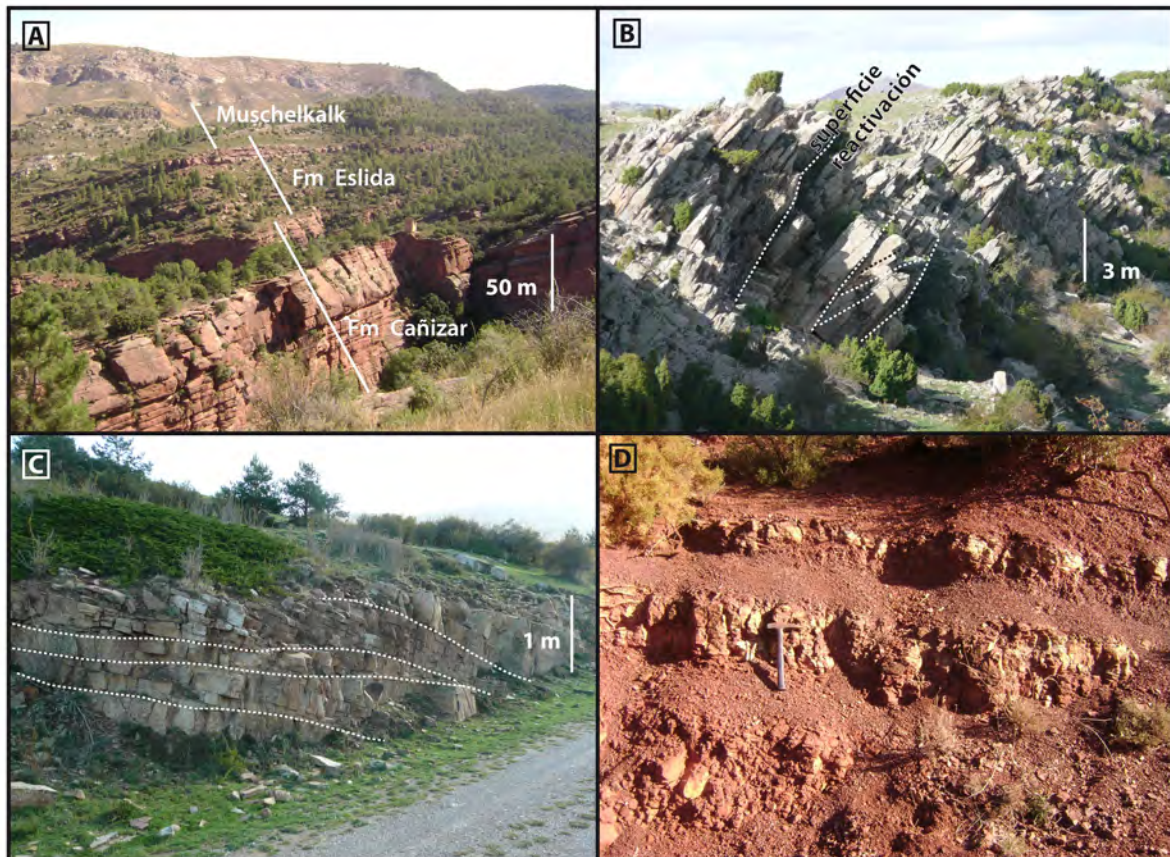


Fig. 3.1.7: Vista en campo de la Fm Eslida. A: Vista general de las Fms Cañizar, Eslida y carbonatos en facies Muschelkalk. B: Sistemas de rellenos de canales superpuestos (multy-storey) de tipo braided. Se observan las estructuras internas con estratificación cruzada de los megariques y numerosas superficies de reactivación. C: Relleno de canal con barras que muestran estratificación cruzada épsilon indicativa de acreción lateral. D: Secuencias de derrame o crevasse splay de areniscas y lutitas de la llanura de inundación, posteriormente afectadas por procesos edáficos.

periodo de subsidencia intensa, mientras que en la última se produciría la desaceleración de dicha subsidencia, el abandono de los sistemas fluviales y el comienzo de una transgresión marina del mar de Tethys (Arche y López-Gómez, 1999a).

La formación se interpreta como depositada por sistemas fluviales de tipo braided y esporádicamente meandriformes, con extensas llanuras de inundación, en las que se forman lagos efímeros y perfiles edáficos. Las paleocorrientes tienen una dirección S-SE (Arche y López-Gómez, 1999a; Galán-Abellán, 2011).

El estudio reciente de una asociación de polen y esporas (Juncal *et al.*, 2017) ha permitido afianzar una edad Anisiense (posiblemente Aegiense-Pelsoniense) a esta unidad. Hasta la fecha, la Fm Eslida era considerada Anisiense debido a que tanto la edad del techo de la formación subyacente, como de la inmediatamente superior es Anisiense, según asociaciones de polen y esporas (Doubinger *et al.*, 1990). Este aspecto se describe en el capítulo de cronoestratigrafía.

3.1.2 Cordillera Costero Catalana

En la Cordillera Costero Catalana las unidades pérmicas y triásicas continentales no han sido definidas formalmente por lo que no tienen el rango de formación. Los afloramientos pérmicos y triásicos son discontinuos y variables en potencia, lo que hace muy complicada su correlación. Por ello fueron divididos por Marzo (1980) en tres dominios o sectores estratigráficos: Miramar-Prades-Priorat, Garraf, y Montseny-Llobregat, de S a N respectivamente. Estos dominios muestran sucesiones estratigráficas y características sedimentológicas diferentes, que reflejan una evolución distinta en cada uno de ellos. Esta tesis se ha centrado en el sector Miramar-Prades-Priorat, por lo que en el capítulo se abordarán las unidades del mismo según las definió Marzo (1980), en algunos casos modificadas ligeramente por Galán-Abellán (2011).

El dominio Miramar-Prades-Priorat

El dominio Miramar-Prades-Priorat abarca los afloramientos situados en la Sierra de Miramar, Sierra de Prades, el Priorat y la base del Montsant hasta la Sierra de la Pedrera. Las unidades estudiadas, de edad Pérmica-Triásica, que afloran en este dominio son los Conglomerados de Prades Inferiores y Superiores, y las Areniscas de Prades Inferiores y Superiores (Figs. 3.1.1 y 3.1.8). Éstas últimas pasan lateralmente a las Areniscas y Lutitas de la Creu de L'Aragall en el dominio central de la cuenca.

3.1.2.1 Unidad Conglomerados de Prades Inferiores

La Unidad Conglomerados de Prades Inferiores presentan una potencia que oscila entre 20 y 55 m. Normalmente se apoya directamente sobre el basamento paleozoico, aunque en algunas ocasiones yace sobre un nivel de brechas discontinuo y muy poco potente denominado Brechas Basales, o sobre la Unidad Conglomerados, Areniscas y Lutitas de Bellmunt de Siurana (fuera del área de estudio) en contacto transicional.

Esta unidad está constituida por litologías de conglomerados y areniscas conglomeráticas (Marzo, 1980) (Fig. 3.1.9). En un principio, la unidad fue denominada como Unidad Conglomerados de Prades en la parte meridional de la Cuenca Catalana; sin embargo, más al norte, en la subcuenca de Prades, la misma unidad da paso lateral y verticalmente a la Unidad Conglomerados y Areniscas de Bruguers (Marzo, 1980). Estas unidades fueron posteriormente denominadas Conglomerados de Prades Inferiores y Conglomerados de Garraf Inferiores por Galán-Abellán *et al.* (2013a).

Los conglomerados presentan unos cantos subangulosos y subredondeados con un tamaño que oscila entre 3 y 7 cm, y un centil de 23 cm. La matriz llega a ser muy escasa, con los cantos en contacto, pero en general se trata de areniscas de grano grueso y muy grueso. Esta característica representa una de las principales diferencias con la matriz de los conglomerados triásicos.

Las areniscas que acompañan a los conglomerados están constituidas por tamaños de grano que oscilan entre fino a muy grueso, tratándose básicamente de subarcosas con cementos que pueden ser ferruginosos.

La sucesión de estos materiales tiene un carácter de tipo cíclico, con un claro carácter granodecreciente, cuyos ciclos oscilan entre 2,1 m y 8,5 m. El término inferior está constituido por conglomerados y conglomerados arenosos, mientras que el superior lo constituyen areniscas conglomeráticas y areniscas. Estos ciclos tienen bases erosivas que, cuando se trata de los conglomerados arenosos, son muy acusadas.

De manera interna, estos ciclos están constituidos por sets que alcanzan hasta 1,2 m de potencia y, a su vez, en cosets, dando una arquitectura de tipo multistorey. Esta arquitectura está formada principalmente por cuerpos con estratificaciones cruzadas de surco y planares en las facies conglomeráticas, mientras que en las areniscas destacan las estratificaciones cruzadas en surco, planares, y ripples. El análisis de estas facies fue realizado en detalle por Marzo (1980, 1986). En dicho análisis se interpretan los conglomerados como depósitos originados por corrientes de tipo braided en diferentes tramos que irían desde proximal, medio y distal. Se trataría de rellenos de canales

mediante la migración de barras transversales principalmente. En el caso de los niveles de areniscas, el medio sería parecido, pero con un marcado carácter más distal y medio. Las paleocorrientes indican una dirección predominante hacia el S-SE, y en menor proporción hacia el NO.

Esta unidad no ha sido datada hasta el momento, por lo que su atribución a una edad pérmica se realizó por comparación con cuencas vecinas y por las diferencias sedimentarias y litológicas con las unidades suprayacentes de edad triásica (Marzo y Anadón, 1977; Marzo, 1980; Galán-Abellán *et al.*, 2013a).

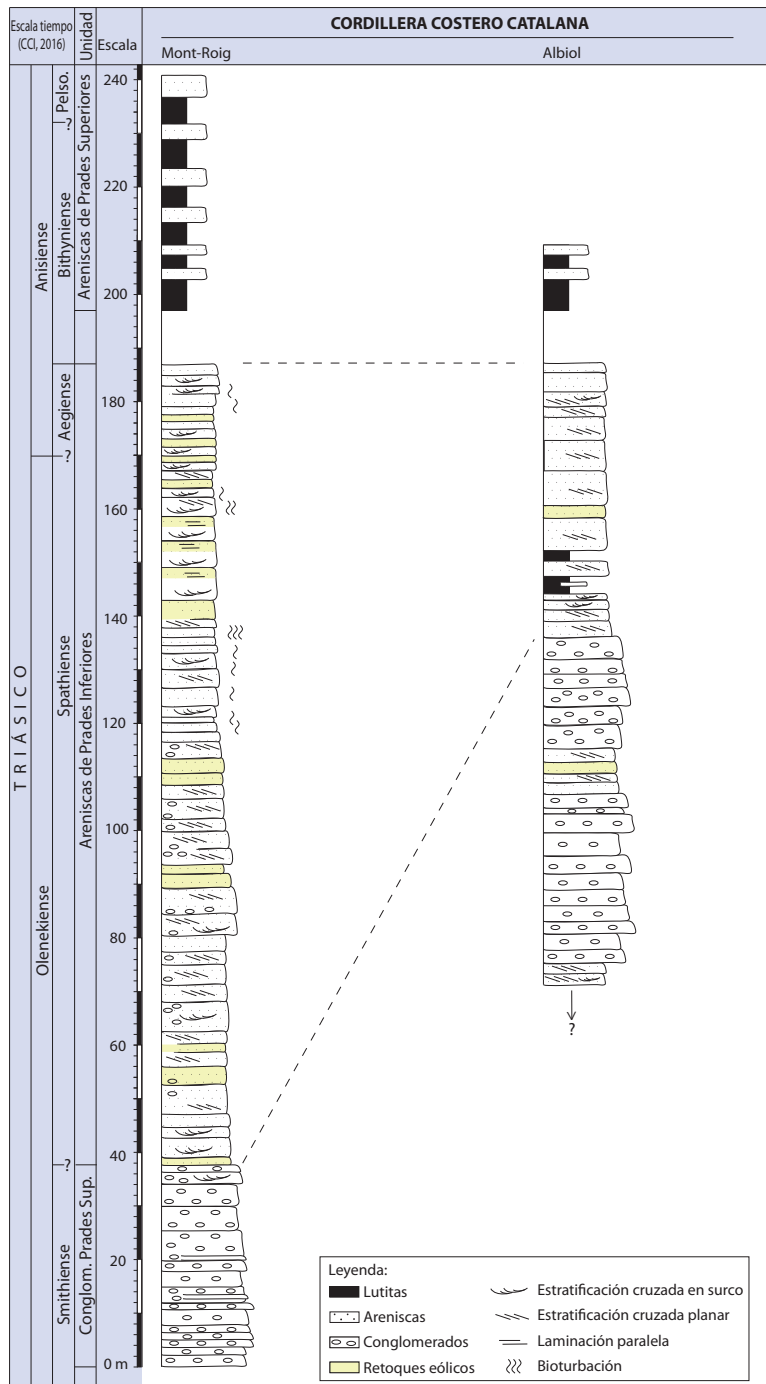


Fig. 3.1.8: Columnas sintéticas de las unidades triásicas continentales de la Cordillera Costero Catalana.

3.1.2.2 Unidad Conglomerados de Prades Superiores

La Unidad Conglomerados de Prades Superiores marca los primeros pulsos del relleno Triásico (Calvet y Marzo, 1994), y tiene una potencia que oscila entre 6 y 66 m.

Esta unidad está compuesta fundamentalmente por conglomerados (Fig. 3.1.9). El tamaño de los clastos oscila entre 3 y 15 cm y están compuestos en su mayoría por cantos de cuarzo filoniano, y en menor proporción de cuarcitas y lilitas. La matriz es escasa, aunque se encuentra en mayor proporción que en la unidad subyacente y está compuesta por arenisca de grano grueso y muy grueso, mientras que el cemento es ferruginoso y de cuarzo (Galán-Abellán, 2011).

En menor medida se encuentran intercaladas areniscas, de grano medio a muy grueso, y ocasionalmente de grano fino, clasificadas como subarcosas, con un cemento de cuarzo y ferruginoso, y algunas veces carbonatado (Marzo, 1980).

Esta subunidad se interpreta como depósitos fluviales de tipo braided de gravas y arenas, como resultado de la migración lateral y frontal-oblicua de barras dentro de los canales, que a su vez presentarían fluctuaciones del nivel del agua debido a cambios en el estiaje. Las direcciones de paleocorrientes oscilan entre S-SO y S-SE (Marzo, 1980).

3.1.2.3 Unidad Areniscas de Prades

Esta unidad presenta un espesor bastante variable, entre 30 y 186 m, disminuyendo hacia el NE. Su contacto con la unidad subyacente y suprayacente (Unidades Conglomerados de Prades Superiores y Complejo Lutítico-Carbonatado-Evaporítico Superior respectivamente), es transicional en ambos casos. Galán-Abellán (2011) divide esta unidad en Areniscas de Prades Inferiores y Superiores, debido a que la parte superior es mucho más lutítica y por lo tanto considera que podría tratarse del equivalente lateral de la Unidad Areniscas y Lutitas de la Creu de L' Aragall, definida por Marzo (1980) en el dominio de Garraf. Según esta división el contacto entre ambas podría estar representado por un nivel de interrupción sedimentaria que se correspondería lateralmente con el nivel de Paleosuelos de Prades (Marzo, 1980).

La Unidad Areniscas de Prades se compone esencialmente por areniscas rojas con lentejones esporádicos de conglomerados (Fig. 3.1.9).

Las areniscas se pueden clasificar como subarcosas, constituyendo los fragmentos de cuarzo y cuarcita entre un 80 y un 90% del total de los granos detríticos, los feldespatos potásicos entre un 10 y un 20%, y los fragmentos de filitas y areniscas un porcentaje

despreciable. El cemento suele ser silíceo o carbonatado y ferruginoso en ambos casos (Marzo, 1980).

Las paleocorrientes tienen una dispersión de hasta 180° , con dos direcciones predominantes, una S-SO y otra S-SE, al igual que los Conglomerados de Prades Superiores (Marzo, 1980).



Fig. 3.1.9: Vista en campo de las unidades estudiadas de la Cordillera Costero Catalana. A: Contacto entre las Unidades Conglomerados de Prades Inferiores (UCPI), Superiores (UCPS) y Areniscas de Prades Inferiores (UAPI). B) Contacto discordante entre las Unidades Conglomerados de Prades Inferiores y Superiores. C) Detalle de la Unidad Conglomerados de Prades Superiores, en la que puede apreciarse estratificación cruzada en surco. D y E) Unidad Areniscas de Prades Inferiores. F) Unidad Areniscas de Prades Superiores. F) Facies de transición (facies Röt) a facies marinas del Muschelkalk suprayacentes a la Unidad Areniscas de Prades Superiores.

3.1.2.3.1 Unidad Areniscas de Prades Inferiores

La Unidad Areniscas de Prades Inferiores está constituida principalmente por areniscas de color rojo (Fig. 3.1.9) aunque con un importante aumento granulométrico en sentido SO-NE, siendo de grano medio-grueso en la Sierra de Prades y el Priorat, mientras que en la Sierra de Miramar es de carácter conglomerático. En las areniscas los fragmentos de roca son poco frecuentes y consisten en granos de cuarzo y fragmentos de esquistos policristalinos. Los granos de cuarzo varían de subangulares a subredondeados y el 85-95% tienen un origen ígneo. También aparecen biotitas alteradas como componente accesorio. El contenido de matriz arcillosa es inferior al 5% (Galán-Abellán *et al.*, 2013a).

En las zonas de la cuenca donde el tamaño granulométrico es más grueso, las areniscas se alternan con niveles de conglomerados.

La fracción grava que aparece dispersa en las areniscas o constituyendo lentejones, presenta una composición muy similar a la de los Conglomerados de Prades. Los cantos son redondeados a subredondeados, con un diámetro medio de 3 a 5 cm (Marzo, 1980).

Aunque esta unidad presenta un carácter general masivo, formado por la superposición de cuerpos tabulares de 1 a 2,5 m de potencia y numerosas superficies erosivas, es también posible observar estratificaciones cruzadas de surco y planares. En conjunto pueden llegar a diferenciarse secuencias granodecrecientes inferiores a 1 m de potencia y separadas por superficies erosivas.

La unidad se interpreta como la evolución de sistemas mixtos de tipo braided de arenas y gravas que evolucionan hacia un sistema braided de arenas. Su geometría estaría condicionada por la evolución de las barras dentro de los canales que estarían más o menos confinados, como refleja el mayor o menor contenido en sedimentos lutíticos (Marzo, 1980). Esporádicamente se encuentran retoques eólicos a techo de los sistemas fluviales sobreimpuestos a los mismos y dunas eólicas intercaladas entre ellos.

Se ha considerado que esta unidad podría tener una edad Smithiense-Aegiense (Galán-Abellán *et al.*, 2013a; ver capítulo de cronoestratigrafía).

3.1.2.3.2 Unidad Areniscas de Prades Superiores

La Unidad Areniscas de Prades Superiores está compuesta por areniscas de grano fino a grueso y, esporádicamente, por areniscas conglomeráticas con alguna hilada de conglomerados, con intercalaciones de lutitas.

Presenta estructuras sedimentarias más definidas que la subunidad inferior. Está formada por cuerpos tabulares y lenticulares de 1 a 3 m de espesor, a veces con bases erosivas, entre los que se disponen delgados niveles de granulometría fina (Fig. 3.1.9) con frecuentes alteraciones por procesos edáficos. Las paleocorrientes presentan las mismas direcciones que la subunidad anterior (Galán-Abellán, 2011).

Esta unidad se interpreta como depositada por sistemas fluviales de tipo braided y meandriformes con procesos de derrame frecuentes entre amplias llanuras de inundación, favoreciendo el desarrollo de suelos (Galán-Abellán *et al.*, 2013a).

Se ha considerado que puede tener una edad Bithyniense-Pelsoniense (ver capítulo de cronoestratigrafía).

3.1.4 Menorca

Las diferentes unidades litoestratigráficas de Menorca se han diferenciado según los criterios de Rosell *et al.* (1988). Entre ellas se encuentra la Unidad P1 o Conglomerado basal, la Unidad P2 o dominio de lutitas, y la Unidad P3 o dominio de areniscas, atribuidas al Pérmico, y que yacen discordantemente sobre el basamento. Mediante una discordancia se encuentran las primeras unidades triásicas: la unidad B1 o depósitos de sistemas fluviales braided, y la Unidad B2 o depósitos de point-bar (figs. 3.1.1 y 3.1.10).

3.1.4.1 Unidad P1

Esta unidad aflora de manera muy discontinua, con unos espesores que oscilan entre los 5 y los 15 m, debido al paleorrelieve constituido por materiales carboníferos o más antiguos, sobre los que se deposita discordantemente. El contacto superior es transicional y se ha considerado como límite de la unidad cuando desaparecen las intercalaciones conglomeráticas en las lutitas.

La unidad P1 está compuesta por brechas rojas, tanto clastosoportadas como soportadas por la matriz. Los cantos están compuestos principalmente por las areniscas de las capas subyacentes, sin embargo, son frecuentes los cantos de cuarcitas, esquistos, pizarras, carbonatos y radiolaritas de los relieves paleozoicos adyacentes, estando muchos de ellos rubefactados. Los cantos presentan un centil de 25 cm en la base, disminuyendo hacia el techo, y son entre angulares y subangulares. La matriz está compuesta por lutitas y/o areniscas de color rojo (Rosell *et al.*, 1988).

En la base, las brechas no poseen ninguna organización, mientras que hacia techo

se organizan como rellenos de pequeños canales con bases erosivas y un espesor entre 0,5 y 1 m, y se encuentran incluidos en lutitas. En la parte superior de estas secuencias de relleno de canal se reconocen calcretas débilmente desarrolladas (Gómez-Gras y Alonso-Zarza, 2003).

La unidad P1 se interpreta como depositada por sistemas aluviales-coluviales que rellenaban paleocauces encajados en el basamento Carbonífero (Gómez-Gras, 1993).

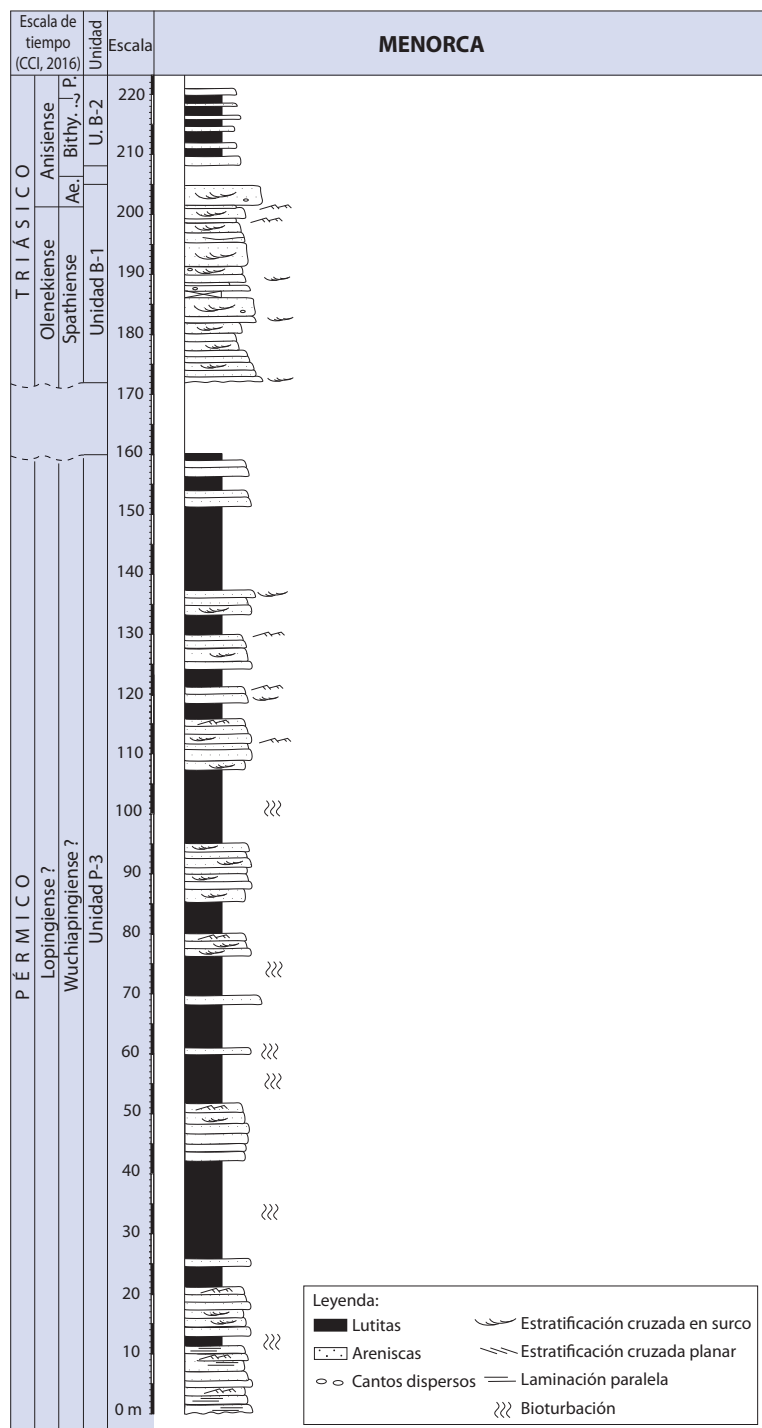


Fig. 3.1.10: Columna sintética de las unidades estudiadas de Menorca. Realizada en las secciones de Cala Pilar, Cala Rotja y Son Park.

3.1.4.2 Unidad P2

Esta unidad presenta un espesor que varía entre los 180 y 200 m de potencia. Su contacto inferior es neto cuando lo hace directamente sobre el basamento paleozoico, pero el contacto es transicional cuando se realiza sobre la Unidad P1. Por otro lado, el contacto superior es transicional con la unidad P3 (Rosell *et al.*, 1988).

La Unidad P2 está compuesta por lutitas rojas (aproximadamente el 70% de la unidad) con intercalaciones de areniscas (Gómez-Gras, 1993).

Las lutitas están débilmente estratificadas, y hay una cierta preservación de la laminación horizontal y la laminación cruzada. A veces presentan desarrollo de paleosuelos y, en algunos casos, pequeños nódulos de costras carbonatadas (Linol *et al.*, 2009).

Las areniscas son sublitoarenitas y cuarzoarenitas y tienen una granulometría que, por lo general, oscila entre media y muy fina, y raras veces gruesa. Se organizan en cuerpos de 3 a 10 m de espesor con morfología lenticular y bases erosivas, en un único ciclo granodecreciente y, en muchos casos, se observa acreción lateral (Rosell *et al.*, 1988). En la base de estos cuerpos es muy frecuente encontrar restos vegetales, abundantes cantos blandos y en ocasiones un conglomerado de calcretas retrabajadas (Rosell *et al.*, 1988; Gómez-Gras, 1993).

Las areniscas de grano más fino se encuentran intercaladas en las lutitas como capas plano-paralelas, formando cuerpos tabulares. A veces, estas areniscas pueden representar sand waves de granulometría gruesa a muy gruesa (Rosell *et al.*, 1988).

Las secuencias deposicionales son granodecrecientes. En la parte inferior de las mismas son abundantes las estratificaciones cruzadas, mientras que a techo son frecuentes los ripples de pequeña escala y ripples trepadores (climbing) (Linol *et al.*, 2009). En algunas ocasiones, estas secuencias son compuestas y muestran un espesor mayor tratándose de la superposición y erosión de dos o más barras que se cortan, erosionándose unas a otras (Rosell *et al.*, 1988).

La Unidad P2 se interpreta como depositada por sistemas fluviales meandriformes con acreción lateral bien desarrollada. Las lutitas representan los sedimentos depositados en zonas de abandono de canal, o durante los períodos de desbordamiento de éstos en los que el material más fino se desplaza a la zona de inundación, pudiendo favorecer el desarrollo de calcretas (Gómez-Gras y Alonso-Zarza, 2003). De igual modo, son también relativamente frecuentes los restos de macroflora en estos niveles de desbordamiento, llegándose a preservar bien algunos ejemplares (Bercovici *et al.*, 2009).

3.1.4.3 Unidad P3

Esta unidad tiene un espesor que oscila alrededor de los 160 m. Su contacto inferior es transicional con la unidad subyacente, mientras que el superior es una discordancia fuertemente erosiva.

La Unidad P3 está compuesta por areniscas y lutitas rojas (Fig. 3.1.11), en una

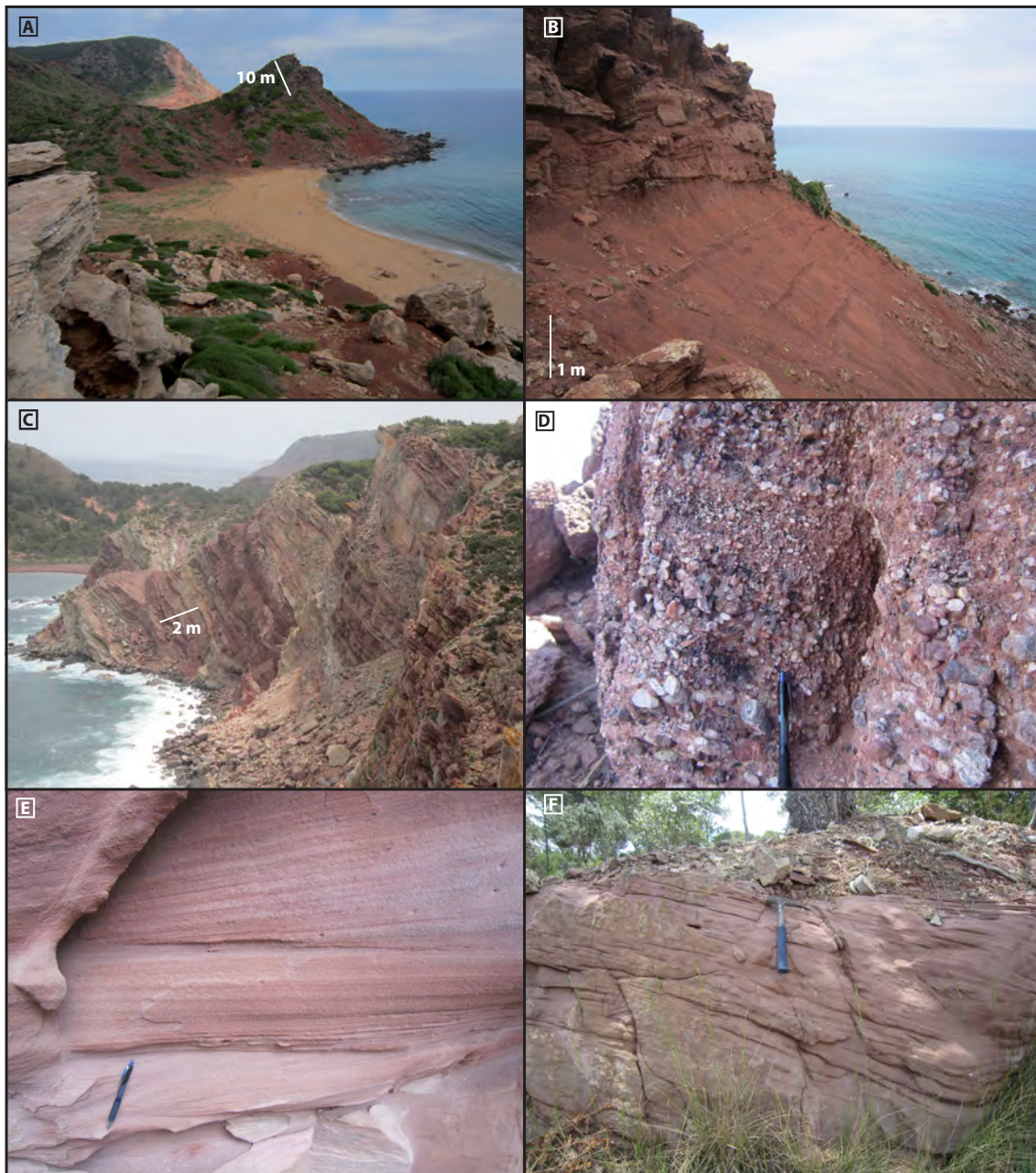


Fig. 3.1.11: Vista en campo de las unidades estudiadas de Menorca. A: Vista general de la Unidad P-3 en Cala Pilar. B: Depósitos de llanura de inundación con niveles pedogénicos y canales de areniscas de la subunidad P-3. C: Vista general de la unidad triásica B-1. D: Detalle de los conglomerados triásicos basales. E: Laminación paralela y estratificación cruzada en la subunidad B-1. F: Estratificación cruzada planar en la subunidad B-2.

relación 1-1. De hecho, se considera el comienzo de esta unidad cuando los cuerpos de areniscas tienden a ser más abundantes respecto a la unidad subyacente (Gómez-Gras y Alonso-Zarza, 2003).

Las lutitas son similares a las de la unidad anterior. Están débilmente estratificadas, y presentan una cierta preservación de la laminación horizontal, y cruzada cuando se desarrollan ripples. Los niveles o nódulos diseminados de costras carbonatadas son más abundantes que en la unidad anterior, y a veces, presentan una intensa bioturbación (Rosell *et al.*, 1988).

Las areniscas son sublitoarenitas y cuarzoarenitas, con contenidos en matriz inferior al 6%, y una granulometría media y raras veces gruesa. Presentan intercalaciones de abundantes niveles de areniscas finas, con climbing ripples y de areniscas de grano grueso y microconglomeráticas organizadas como sand waves. Los cuerpos se hayan imbricados erosionándose unos a otros. La geometría externa de estos cuerpos es de difícil identificación a escala de afloramiento, aunque algunas estratificaciones cruzadas planares pueden ser diferenciadas (Rosell *et al.*, 1988; Gómez-Gras, 1993). En la parte superior de la unidad, algunos niveles de areniscas presentan mineralizaciones de cobre (Rosell *et al.*, 1988).

Esta unidad se interpreta como el desarrollo de sistemas fluviales braided y meandriformes con llanuras de inundación que fueron reelaboradas debido a la migración lateral de los canales.

De las tres unidades pérmicas descritas, solamente está datada la Unidad P-3 mediante asociaciones de polen y esporas y macroflora como “Thüringiense” (Pérmico medio-superior; Broutin *et al.*, 1992; Bercovici *et al.*, 2009).

3.1.4.4 Unidad B1

Esta unidad es la primera del ciclo triásico. Descansa sobre la serie pérmica a través de una discordancia fuertemente erosiva. El contacto superior, por el contrario, es transicional y de difícil localización en campo. Se sitúa cuando los cuerpos arenosos dejan de ser masivos, los canales tienen un mayor desarrollo lateral, pudiendo ser de tipo meandriforme, y el contenido de lutitas entre los canales aumenta de manera evidente. La unidad tiene una potencia de unos 35 m de espesor, aumentando ligeramente de E a O de la isla.

La Unidad B1 está constituida por areniscas (cuarzoarenitas) de grano medio y, en menor proporción, grueso y de tamaño grava (Fig. 3.1.11). Se organizan en cuerpos que

alcanzan 5 m de espesor definidos por superficies de reactivación con estratificaciones cruzadas planares dominantes que constituyen barras rellenando canales. Los canales suelen tener una pequeña proporción de cantos, ya sea formando un depósito residual en la base de los mismos, o siguiendo las láminas de foreset en las barras (Rosell *et al.*, 1988; Gómez-Gras y Alonso-Zarza, 2003). Las paleocorrientes tienen una tendencia constante hacia el SO (Gómez-Gras y Alonso-Zarza, 2003).

En la base de la unidad siempre se encuentra un depósito de conglomerado silíceo blanco con cantos de cuarzo, cuarcita y lidita que alcanza unos 10 m de espesor (Rosell *et al.*, 1988; Gómez-Gras y Alonso-Zarza, 2003). Las lutitas son prácticamente inexistentes aunque en la base de los canales son frecuentes la presencia de cantos blandos (Rosell *et al.*, 1988).

Esta unidad se interpreta como depositada por sistemas fluviales de tipo braided, sin confinamiento lateral y con retrabajamiento interno importante (Gómez-Gras, 1993).

Para la Unidad B1 no se poseen datos cronoestratigráficos, por lo que resulta difícil asignarle una edad concreta, pero podría ser equivalente a la Fm Cañizar, y por tanto pertenecer al Olenekiense (ver capítulo de cronoestratigrafía).

3.1.4.5 Unidad B2

El espesor de la unidad B2 oscila alrededor de los 20 m, aunque varía de una serie a otra. Una de las causas de esta variación de potencia es que esta unidad forma una de las superficies de despegue de la serie suprayacente (Rosell *et al.*, 1988). El contacto inferior es transicional y hacia techo pasa a los carbonatos de la facies Muschelkalk.

La Unidad B2 se compone de lutitas y areniscas rojas (Fig. 3.1.11). Las lutitas son similares a las descritas en la Unidad P2 del Pérmico. Presentan gran abundancia de paleosuelos y calcretas retrabajadas, y en menor cantidad, intercalaciones de areniscas.

Las areniscas son subarcosas de tamaño de grano medio y fino. Se disponen en cuerpos canaliformes o tabulares. Los primeros, organizados en un solo ciclo positivo y con intensa bioturbación, muestran estratificaciones cruzadas planares y de surco que representan barras de relleno de canal, mientras los segundos implican una mayor estabilidad del sistema y la migración lateral del mismo, manifestada por estratificaciones cruzadas de tipo épsilon.

La unidad se interpreta como sistemas fluviales de tipo braided y meandriforme con episodios de desbordamiento de los canales activos y desarrollo de llanuras de

inundación (Rosell *et al.*, 1988; Gómez-Gras, 1993).

A esta unidad se le ha asignado una edad Anisiense por correlación con las unidades datadas de Mallorca (Ramos y Doubinger; 1989; Díez *et al.*, 2010) y por la unidad suprayacente datada como Anisiense superior - Ladiniense (Vachard y Colin, 1994; ver capítulo de cronoestratigrafía).

3.1.5 Cerdeña (Región de Nurra)

Los materiales pérmicos y triásicos de Cerdeña se han dividido clásicamente en función de las características de las diferentes regiones en las que afloran. En este apartado se van a tratar únicamente los materiales relativos a la región de Nurra, situada al norte de Alghero (en la parte NO de la isla).

Las unidades estudiadas de esta región son: la Fm Cala del Vino, que constituye los últimos sedimentos pérmicos, La Fm Conglomerado de Porticciolo y la Fm Areniscas de Cala Viola, estas dos últimas unidades representan el primer ciclo triásico y se encuentran en facies Buntsandstein (Fig. 3.1.12). Para su descripción nos hemos basado principalmente en los estudios de Cassinis *et al.* (2002, 2003) y en las referencias que se encuentran en estos trabajos.

3.1.5.1 Fm Cala del Vino

La Fm Cala del Vino yace con una discordancia angular sobre la unidad inferior (Fm Porto Ferro) en la localidad de Porto Ferro (fuera del área de estudio), mientras que en la zona de esta tesis no aflora el contacto inferior. Su espesor no se puede determinar con precisión, debido a la discontinuidad de los afloramientos, aunque Cassinis *et al.* (2002, 2003) lo cuantifican en aproximadamente 400 m. La formación en su conjunto tiene una tendencia granocreciente.

Esta unidad se compone de una alternancia de areniscas marrones y lutitas de verdosas-grisáceas a rojas (en una relación lutita/arena 2,5; Sciunnach, 2001) (Fig. 3.1.13).

Las areniscas son normalmente de tamaño medio a grueso, con cantos dispersos de cuarzo. Se organizan en cuerpos de 20 a 30 cm de espesor, en su mayoría granodecrecientes, separados por delgadas capas de lutitas (Ghinassi *et al.*, 2009). Normalmente presentan una morfología lenticular, con bases erosivas que cortan las estructuras de las limolitas y unos techos planos (Fig. 3.1.13). En la parte inferior de la unidad los cuerpos presentan

acreción lateral, pudiendo identificarse secuencias point bar, sin embargo, hacia el techo tienen poca continuidad lateral y se tratarían de rellenos de canal tipo ribbon (Ghinassi et al., 2009; Cassinis et al., 2002; Ronchi et al., 2011a). La estructura interna más frecuentes es la estratificación cruzada, pero también se encuentra estratificación paralela, laminación cruzada de bajo ángulo, ripples asimétricos y climbing, y estructuras de escape de fluidos (Fontana et al., 2001; Ghinassi et al., 2009). Localmente, en la base de los cuerpos de areniscas, a menudo se encuentran cantos imbricados, compuestos de ignimbritas con un centil de unos 4 cm, y de areniscas y cuarzo lechoso con un centil de 12 cm (Sciunnach, 2001). En los cuerpos de areniscas se pueden encontrar bioturbaciones, raíces, troncos in situ y caliches nodulares (Baucon et al., 2014). Mientras que a techo de los cuerpos se pueden observar grietas de desecación (Cassinis et al., 1996). Aunque en menor medida, también están presentes cuerpos tabulares de arenisca con escasa

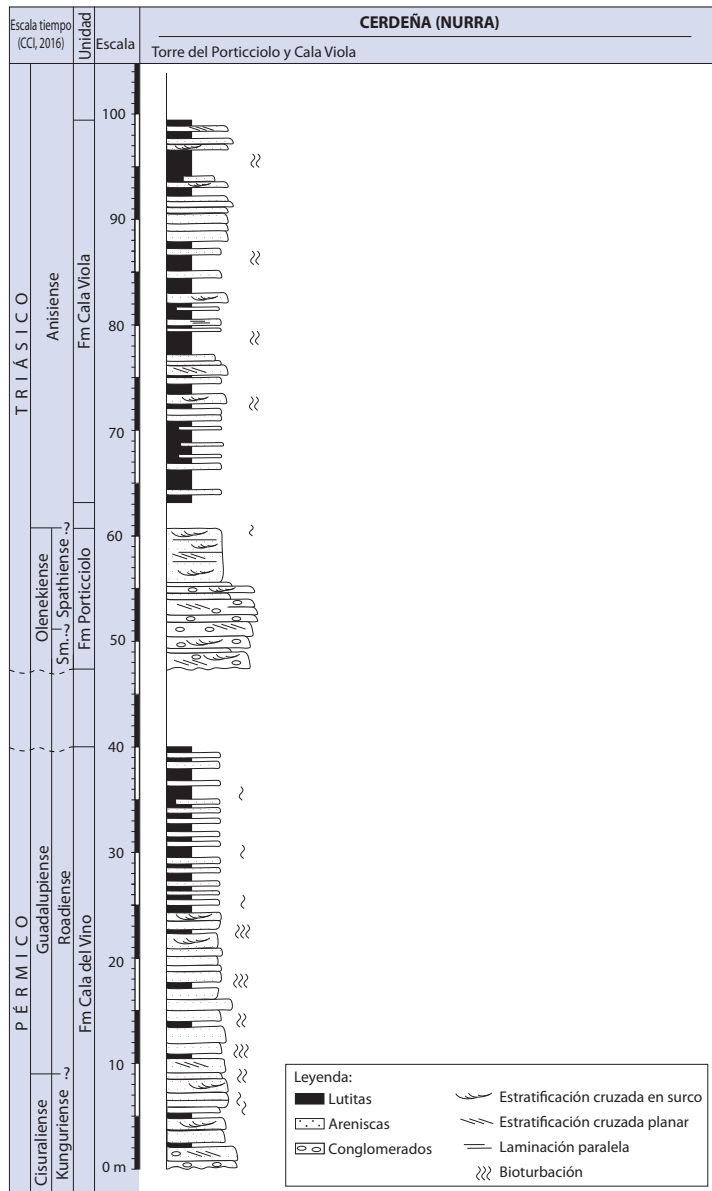


Fig. 3.1.12: Columna sintética de las unidades estudiadas de Cerdeña. Modificada de Cassinis et al. (2002).

persistencia lateral y estructuras de estratificación cruzada planar, y laminación paralela. Estos cuerpos se hacen más frecuentes en la parte superior de la unidad, donde los niveles limosos aumentan de espesor (Fontana *et al.*, 2001).

Las lutitas tienen una apariencia homogénea, a excepción de alguna estructura por bioturbación o desarrollo pedogénico (Fig. 3.1.13), mostrando moteados del color, rizolitos y concreciones carbonatadas, que se vuelven más abundantes en las capas más gruesas (Fontana *et al.*, 2001).

La formación se interpreta como sedimentada por un complejo sistema de canales sinuosos (posiblemente meandriformes) en la parte inferior, mientras que en la parte superior se depositaría por relleno de pequeños canales frecuentemente truncados durante las inundaciones principales (Fontana *et al.*, 2001; Ghinassi *et al.*, 2009). Durante el depósito de la unidad se desarrollaron grandes llanuras de inundación en las que tuvieron lugar el desarrollo de suelos y depósitos de crevasse splay (Ghinassi *et al.*, 2009; Ronchi *et al.*, 2011b).

La edad asignada a esta unidad es Kunguriense (Pérmico inferior) - Roadiense (Pérmico medio) mediante la descripción de los restos de un vertebrado, pelicosaurio Caseidae (Ronchi *et al.*, 2011a).

3.1.5.2 Fm Conglomerado de Porticciolo

La Fm Conglomerado de Porticciolo representa la primera unidad triásica, y se apoya discordantemente sobre los materiales pérmicos de la Fm Cala del Vino.

Esta formación puede subdividirse en dos intervalos estratigráficos distintos: un intervalo inferior conglomerático de 6 a 8 m de espesor (Fig. 3.1.13), y uno superior de areniscas de unos 5 m de espesor, aunque estos intervalos muestran diversos espesores según la ubicación (Ronchi *et al.*, 2011b).

El intervalo conglomerático consiste en un único banco de extensión regional, dividido internamente por sets decimétricos a métricos con bases erosivas. El espesor máximo de este tramo conglomerático se encuentra en la zona de la Cala de Porticciolo (Cassinis *et al.*, 2002).

La formación comienza con una brecha de cantos de cuarzo sobre la que se disponen los conglomerados anteriormente citados. Estos conglomerados son generalmente matriz-soportados, con clastos muy redondeados e imbricados que tienen un centil de 10 cm y se componen casi exclusivamente de cuarcita lechosa. Considerándose muchos

de ellos ventifactos (Cassinis *et al.*, 2002, 2003). Los conglomerados se organizan en sets decimétricos/métricos con base erosiva en los que se intercalan algunos sets de areniscas y microconglomerados con estratificación cruzada de surco y planar (Fontana *et al.*, 2001; Cassinis *et al.*, 2002; Ronchi *et al.*, 2011b). Lateralmente se observa una disminución del tamaño de grano que indica una transición a facies más distales.

El primer intervalo conglomerático da paso transicional y rápidamente al segundo, de unos 5-6 m de espesor, de areniscas rojas-rosáceas (Fig. 3.1.13) de grano medio o medio-grueso (a veces con cantos dispersos), con estratificación cruzada de surco muy desarrollada y planar (Fontana *et al.*, 2001). La parte superior tiene areniscas rojas de tamaño de grano grueso, con menor presencia de lutitas, formando niveles con laminación flaser, evolucionando localmente hacia techo en finas capas de arenisca con laminación de bajo ángulo o estratificación cruzada en surco. La parte más alta de la sucesión contiene numerosos cuerpos de base erosiva de 30-50 cm de espesor constituidos por arenas, con poca persistencia lateral y frecuentemente ricos en intraclastos redondeados (Fontana *et al.*, 2001; Cassinis *et al.*, 2002).

Esta unidad se interpreta como depositada por sistemas fluviales de tipo braided, probablemente durante una fase de descenso del nivel de base. La composición de los clastos sugiere un rejuvenecimiento del área fuente y el inicio de la sedimentación después de una larga fase de no depósito, durante la cual se produjo la eliminación mecánica o química de otros componentes líticos. La presencia de cantos de cuarzo reelaborados por la erosión eólica (ventifactos) en la subunidad inferior, descritos por Cassinis *et al.* (2002, 2003), apoya la hipótesis de que hubo periodos de calma en la sedimentación fluvial, durante los cuales el proceso principal fue la deflación eólica.

La asignación de una edad a esta formación resulta controvertida. Se ha establecido mediante criterios sedimentológicos y la correlación con la zona de la Provenza y las cuencas del centro de Europa, asignándole una edad Smithiense, al menos para la parte inferior de la formación (Cassinis *et al.*, 2003; Bourquin *et al.*, 2011).

3.1.5.3 Fm Areniscas de Cala Viola

La Fm Cala Viola yace discordante sobre la Fm Conglomerado de Porticciolo. El espesor de la unidad es relativamente poco potente, unos 50 m, aunque no se conoce el techo debido a un contacto mecánico que pone en contacto la Fm Cala Viola directamente con el Keuper.

Esta unidad se compone de una alternancia de lutitas y areniscas rojas (Fig. 3.1.13)

con un tamaño de grano que varía de grueso a fino (Pittau Demelia y Flaviani, 1982; Cassinis *et al.*, 2002, 2003).

Las areniscas son litoarenitas moderadamente bien clasificadas (Costamagna, 2012). Las de mayor tamaño de grano presentan estratificación cruzada en surco y superficies de reactivación, mientras que las de grano más fino tienen estratificación cruzada planar de bajo ángulo, laminación paralela, climbing ripples, y laminación flaser (Fontana *et al.*, 2001). En la parte más alta de la unidad están bioturbadas y a

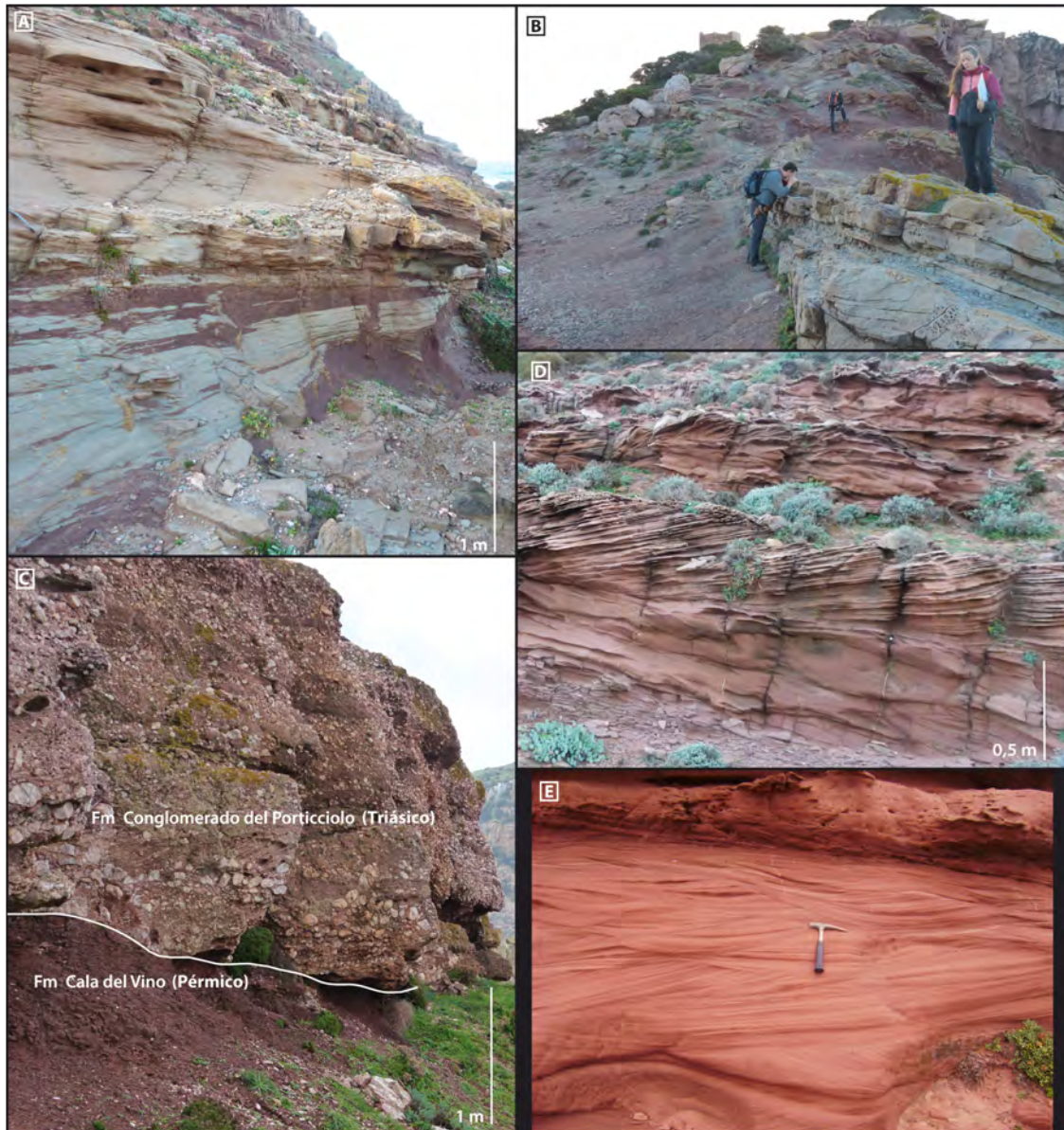


Fig. 3.1.13: Vista en campo de las unidades de Cerdeña. A: Rellenos de canal en la llanura de inundación y depósitos de derrame de la Fm Cala del Vino. B: Vista general de la Fm Cala del Vino. C: Fm Conglomerado del Porticciolo en contacto discordante con la Fm Cala del Vino. D: Estratificación cruzada en la Fm Cala del Vino. E: Estratificaciones cruzadas en surco en la parte superior de la Fm Porticciolo.

veces presentan grietas de desecación (Baucon et al., 2014). Se organizan en cuerpos granodecrecientes de unos 30-50 cm de espesor (raramente pueden llegar a 1 m de espesor), con bases erosivas y escasa continuidad lateral. En la parte inferior de estos cuerpos son frecuentes los intraclastos, provenientes de calcretas re TRABAJADAS, mientras que a techo finalizan con lutitas.

Las lutitas son limolita-argilitas, presentan grietas de desecación y bioturbación. A veces, en ellas hay intercaladas delgadas capas de areniscas con morfología lenticular, destacada continuidad lateral y ocasionalmente superficies de reactivación (Costamagna, 2012), mientras que internamente tienen estratificación cruzada. Otras veces se produce una alternancia de areniscas y lutitas con laminación paralela y wavy. Esporádicamente se encuentran conglomerados intraformacionales compuestos por clastos de carbonato provenientes de calcretas re TRABAJADAS y cantos blandos (chips).

La unidad se organiza en dos secuencias granocrecientes que presentan casi el mismo espesor y unas facies similares, separadas por una superficie bastante plana marcada por una súbita y pronunciada disminución del tamaño de grano, desde areniscas de grano medio a lutitas (Costamagna, 2012). El segundo ciclo finaliza con cuarzoarenitas carbonatadas con estratificación cruzada generalmente planar, y mostrando superficies de reactivación importantes. Localmente se intercalan capas dispersas de lutitas bioturbadas de color rojizo a gris verdoso.

El comportamiento de las paleocorrientes con dispersión en su direcciones y la presencia de estructuras sedimentarias características de periodos de inundación repetidos, sugieren un entorno fluvial de abanicos en su porción terminal, con llanuras de inundación en las que se desarrollarían paleosuelos (Cassinis *et al*, 2002, 2003; Ghinassi *et al.*, 2009; Ronchi *et al.*, 2011b).

Los palinomorfos descritos en un sondeo de la zona de Nurra (Pomesano Cherchi, 1968), en litologías correlacionables con las areniscas de la Fm Cala Viola, han permitido asignarle una edad Anisiense a esta formación (Pittau Demelia y Flaviani, 1982; Cassinis et al., 2000; Pittau y Del Rio, 2002).

3.2 CRONOESTRATIGRAFÍA

La cronoestratigrafía es esencial tanto a la hora de correlacionar los materiales de diferentes localizaciones, como para establecer una evolución y conocer las tasas de cambio de los procesos naturales. Sin embargo, uno de los problemas de la geología en general, y sobre todo en los medios continentales, que nos encontramos en las unidades estudiadas, es conocer con precisión la edad durante la cual fueron depositadas.

El principal problema a la hora de determinar la cronoestratigrafía de estas unidades se debe a que no han podido ser datadas mediante métodos radiométricos, y presentan un registro paleontológico escaso, especialmente al tratarse de sedimentos producidos después a la crisis biótica del límite P-T y durante las crisis del Triásico Inferior, y al carácter terrígeno de las facies, generalmente areniscas sedimentadas por corrientes con cierta energía, que dificulta la preservación de los restos fósiles.

Por otro lado, como ya se ha explicado en el capítulo 1, durante la evolución de las diferentes cuencas estudiadas se produjeron varios momentos de interrupción sedimentaria, dando lugar a la existencia de hiatos entre las diferentes unidades, complicando la obtención de la edad del registro existente.

3.2.1. Cordillera Ibérica

Los sedimentos pérmicos de la Cordillera Ibérica son los relativos a los depositados en la cuenca de Minas de Henarejos, una pequeña cubeta localizada en la zona central de la Rama Castellana de esta cordillera, la Fm Tabarreña, la Fm Boniches y la Fm Alcotas (Fig. 3.2.1). A pesar de que algunas de estas unidades han sido datadas mediante macroflora y asociaciones de polen y esporas, resulta difícil establecer una edad concreta para ellas.

Las rocas de la cuenca de Minas de Henarejos presentan una edad controvertida, ya que su macroflora ha sido asignada tanto al Stephaniense B, Carbonífero (Villaseca, 1920; Wagner y Álvarez-Vázquez, 2010), como al Pérmico inferior (Arche *et al.*, 2007). Por otro lado, López-Gómez y Arche (1994) y Arche *et al.*, (2007) le asignan una edad Pérmica Inferior por similitud de facies con otros afloramientos bien datados del noroeste de la Península Ibérica, debido a que la macroflora encontrada por otros autores no presenta datos precisos.

La edad de la Fm Tabarreña ha sido establecida de manera indirecta como Pérmico inferior, sin una concreción mayor (López-Gómez y Arche, 1994), en base a comparaciones con sedimentos equivalentes situados en el NO de la Cordillera Ibérica. Mientras que las Fms Boniches y Alcotas han sido datadas mediante asociaciones de polen y esporas

3. Caracterización de las unidades

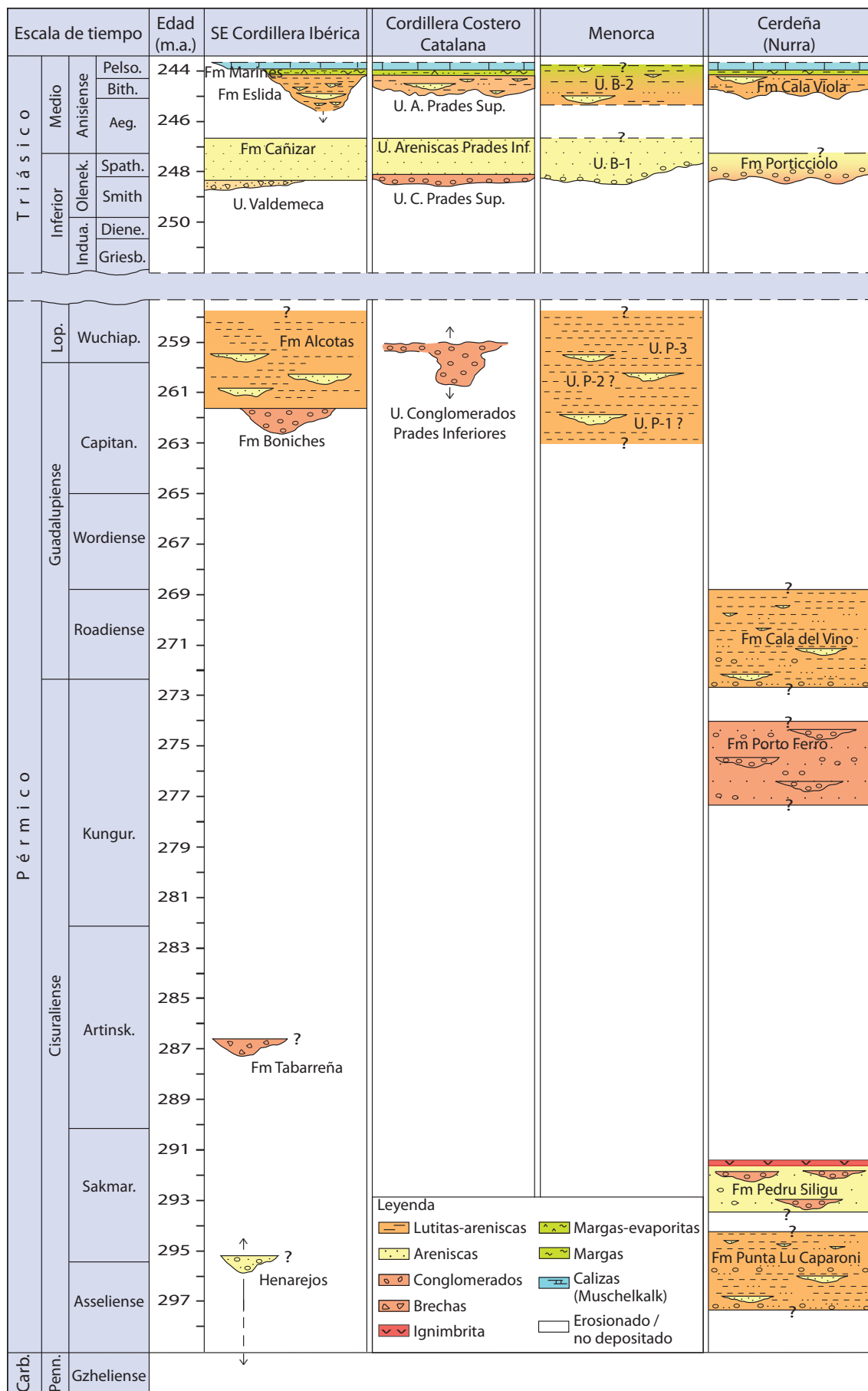


Fig. 3.2.1: Síntesis cronoestratigráfica de las unidades estudiadas de la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña, y correlación entre las diferentes cuencas. (Ampliado de Borrueal-Abadía et al., 2015; edades obtenidas de Ogg et al., 2016)

como “Thüringienses” (Pérmico medio-superior; Boulouard y Viallard, 1971; Doubinger *et al.*, 1990; De la Horra *et al.*, 2012).

La Fm Alcotas contiene, entre otros palinomorfos, *Lycospora* sp., *Vesicaspora ovata*, *Paravesicaspora splendens*, *Lueckisporites virkkiae*, *Protohaploxipinus sevardi*, *Nuskoisporites dulhuntyi*, *Klausipollenites schaubergeri*, y *Platysaccus papillionae*. Este conjunto, según Visscher (1971) es típico de una asociación Thüringense, al contener *Lueckisporites virkkiae*, *Klausipollenites schaubergeri*, *Nuskoisporites dulhuntyi* y *Paravesicaspora splendens*. Con el fin de precisar dicha edad, Arche y López-Gómez (2005) comparan esta asociación palinológica con las biozonas definidas para la Plataforma Rusa en Gorsky *et al.* (2003), y concretan que, debido a su similitud, la asociación descrita es comparable con la denominada zona J₂ (Tatariense superior) (Fig. 3.2.2) de estos últimos autores, ya que presenta elementos comunes como *Lycospora* sp., *Platysaccus papilionis*, *Lueckisporites virkkiae*, *Paravesicaspora* sp., y *Protohaploxipinus sevardi*. Por ello, Arche y López-Gómez (2005) consideran que la edad de las asociaciones contenidas en las citadas unidades es Capitanense superior- Lopingiense inferior (Pérmico medio-superior). Además, en esta formación se han descrito restos de macroflora (Diéguez *et al.*, 2007) que son coherentes con la edad señalada.

La Fm Boniches presenta, entre otros: *Lueckisporites virkkiae*, *Nuskoisporites dulhuntyi*, *Klausipollenites schubergeri*, *Protohaploxipinus microcarpus*, *Vittatina costabilis* y *Potonieisporites* sp. Sin embargo, esta asociación es más problemática a la hora de obtener una cronología, ya que coexisten formas típicamente thüringienses (Pérmico medio-superior) como *Lueckisporites virkkiae* y *Nuskoisporites dulhuntyi*, y formas típicas

Edad (m.a.)	Periodo	Época	Piso	Series Plataforma Rusa	Biozonas Plataforma Rusa
TRIÁSICO					
255	Lopingiense	Changhsingiense	Tatariense	Zona J2	<i>Vitreisporites pallidus</i>
		Wuchiapingiense			
260	Guadalupense	Capitanense		Zona J1	<i>Taxodiacites permianus</i>
265		Wordiense		?	
270		Roadiense		Kazaniense	Zona I2
				?	Zona I1
				Ufimianiense	

Fig. 3.2.2: Subdivisión estratigráfica del Pérmico medio - superior de la Plataforma Rusa y su correlación con la escala de tiempo formal para dicha edad. Modificado de Gorsky *et al.* (2003) y Ogg *et al.* (2016).

del Autuniense (Pérmico inferior) como son *Vittatina* sp., y *Potonieisporites* sp. Arche y López-Gómez (2005) sitúan esta asociación en las zonas J₁ e I₂ de la Plataforma Rusa (Gorsky *et al.*, 2003); es decir, desde el Kazaniense superior (Pérmico medio) al Tatariense basal (Pérmico superior) (Fig. 3.2.2).

Debido a las características sedimentarias de esta formación, su espesor (de 80 a 100 m), su continuidad con la Fm Alcotas, y por comparación con depósitos de medios actuales y otros ejemplos del pasado, Arche y López-Gómez (2005) asumen que en estos sedimentos sólo se registran unos pocos miles de años, es decir, que en la Fm Boniches únicamente puede estar representada la parte superior de la zona J₁ de Gorsky *et al.* (2003). Como la duración del Tatariense es de 16 m.a. (Menning, 1995, 2001), se puede suponer que esta formación se correspondería con la parte superior de la zona J₁ - *Taxodiacites permianus*, y por tanto, podría tener su parte basal en el Capitaniense (Pérmico medio).

Supuestamente, suprayacente a la Fm Alcotas se encuentran los conglomerados de la Fm Hoz del Gallo (Ramos, 1979), que presentan una asociación de polen y esporas Thüringiense en su parte basal (Ramos y Doubinger, 1979). Esta unidad de conglomerados aflora en zonas noroccidentales fuera del área de estudio (Arche *et al.*, 2004).

Los materiales triásicos estudiados en la Cordillera Ibérica comprenden la Fm Cañizar (que lateralmente se corresponde a la Fm Rillo de Gallo; Ramos, 1979) y la Fm Eslida (correlacionable con la Fm Cálcena de la Rama Aragonesa descrita por Arribas, 1984). La correlación estratigráfica más actual de esta parte de la Cordillera Ibérica se puede consultar en Arche *et al.* (2004). La asociación palinológica triásica más antigua se encuentra en la parte superior de la Fm Cañizar, concretamente en la subunidad C6 de López-Gómez *et al.* (2012), y se le ha asignado una edad Anisiense inferior (Aegiense; Doubinger *et al.*, 1990; Díez, 2000). Además, las huellas de tetrápodos del ichnogénero *Rhyncosauroides* (Gand *et al.*, 2010), encontradas en la subunidad C5, son coherentes con esta edad.

La Fm Eslida fue datada inicialmente mediante una asociación de polen y esporas de edad Anisiense por Boulouard y Viallard (1982) y, recientemente Juncal *et al.* (2017), mediante una nueva asociación palinológica, confirman dicha edad. Además, los hallazgos de macroflora, entre los que se encuentran restos de equisetites, pleuromeia, coníferas y cicadales (Borrueal-Abadía *et al.*, 2014), de ichnitas de *Rhyncosauroides* y *Chirotheroides* (Gand *et al.*, 2010), y un ala de insecto triadotipomorfo (Bèthoux *et al.*, 2009) corroboran esta edad.

La datación de las formaciones suprayacentes a dicha unidad ha permitido

jalonar de manera más precisa su edad, ya que la Fm Marines (facies Röt), en contacto transicional con ella y la parte inferior de las unidades carbonáticas pertenecientes a la facies Muschelkalk, han sido datadas como Anisiense medio-superior (en el límite Pelsoniense-Illiriense), mediante asociaciones de polen y esporas (Doubinger *et al.*, 1990), foraminíferos (Márquez *et al.*, 1994; Escudero-Mozo *et al.*, 2012) y ammonoideos (López-Gómez *et al.*, 1998; Escudero-Mozo *et al.*, 2015). Por tanto, la Fm Eslida debe pertenecer al Anisiense inferior-medio.

3.2.2. Cordillera Costero Catalana

Los datos sobre la edad de las unidades siliciclásticas del Pérmico y Triásico de la Cordillera Costero Catalana son escasos y, además, se encuentran localizados fundamentalmente en el dominio Montseny-Llobregat, fuera del área de estudio. Únicamente, a partir del Anisiense, el contenido fósil empieza a ser más común dentro de la facies Buntsandstein y, en registros posteriores, en las unidades en facies Muschelkalk. Por ello, en el presente trabajo, se ha realizado una correlación de las unidades estudiadas del dominio Miramar-Prades-Priorat con el dominio Montseny-Llobregat.

Las unidades continentales pérmicas y triásicas del dominio Miramar-Prades-Priorat fueron definidas por Marzo (1980), siendo, de base a techo: Conglomerados de Prades Inferiores, Conglomerados de Prades Superiores y Areniscas de Prades Inferiores (facies Buntsandstein), sobre las que yacen las Areniscas y Lutitas de la Creu de L'Aragall que lateralmente pasan a las Areniscas de Prades Superiores y el Complejo Lutítico Evaporítico Superior (facies Röt; Fig. 3.2.1).

Los materiales pérmicos (Conglomerados de Prades Inferiores) no han podido ser datados debido a la ausencia, por el momento, de registro fósil, y se les ha asignado una edad Pérmico medio-superior según criterios estratigráficos y sedimentológicos, por comparación con unidades de otras cuencas (Galán-Abellán *et al.*, 2013a).

Las Unidades Conglomerados Superiores de Prades y Areniscas Inferiores de Prades son aproximadamente equivalentes a la megasecuencia Riera de San Jaume en el dominio Montseny-Llobregat (Calvet y Marzo, 1994). En esta megasecuencia, Dinarès-Turell *et al.* (2005) realizaron un estudio magnetoestratigráfico de las unidades, atribuyendo una edad Spathiense (Olenekiense superior) a la mayor parte de la secuencia, y una edad Aegiense (Anisiense inferior) para la parte superior. Sin embargo, Galán-Abellán (2011) y Galán-Abellán *et al.* (2013a) consideran que la parte inferior del ciclo sedimentario Buntsandstein podría tener una edad Smithiense, por comparación de las características generales de la sucesión sedimentaria con otras similares de cuencas vecinas de España

descritas por Bourquin *et al.* (2011) y López-Gómez *et al.* (2012) entre otros, y del SE de Francia (Péron *et al.*, 2005).

Por encima de la megasecuencia de la Riera de Sant Jaume y en contacto transicional, se encuentra la Unidad El Figaró, datada mediante asociaciones de polen y esporas (Solé de Porta y Torrentó, 1985) como Triásico Inferior. Sin embargo, esta edad no parece concordar con la posición estratigráfica de la unidad, ya que a la unidad subyacente se le ha asignado una edad Anisiense inferior, y la unidad situada por encima de ella en contacto transicional, denominada Complejo Lutítico Evaporítico Superior (facies Röt), está datada mediante una asociación de polen por Díez *et al.* (2013) como Bithyniense-Pelsoniense y con una asociación de polen y esporas recogida en el dominio Montseny-Llobregat, como Anisiense superior, posiblemente Illiriense (Galán-Abellán, 2011). Además, Dinarès-Turell *et al.* (2005) consideran que la unidad de El Figaró debe tener una edad comprendida entre el Bithyniense y el Illiriense según el estudio paleomagnético antes citado. Por tanto, esta unidad, necesariamente tiene que pertenecer al Anisiense, posiblemente al Pelsoniense, y su límite inferior podría llegar hasta el Bithyniense en las zonas con mayor registro sedimentario.

En la unidad El Figaró también se han encontrado restos de tetrápodos (Gaete *et al.*, 1994), concretamente del género *Parotosuchus*, que existió entre el Scytiense y el Anisiense. Además, los estudios basados en huesos y huellas de tetrápodos (Calzada, 1987; Gaete *et al.*, 1994; Fortuny *et al.*, 2011) han permitido establecer correlaciones litoestratigráficas con las unidades de la Cordillera Ibérica (Arche *et al.*, 2004; Bourquin *et al.*, 2011; Galán-Abellán, 2011) que corroboran esta edad.

La Unidad Areniscas de Prades Superiores sería equivalente a la parte superior de la Unidad El Figaró, debido a la similitud de facies y a que ambas se disponen en contacto transicional por debajo del Complejo Lutítico Evaporítico Superior (facies Röt), aunque no se conoce con exactitud el hiato entre esta unidad y la subyacente (Galán-Abellán, 2011).

Suprayacentes a la unidad Complejo Lutítico Evaporítico Superior se encuentran las unidades carbonatadas pertenecientes a la facies Muschelkalk, datadas mediante foraminíferos y ammonoideos como Pelsoniense-Illiriense, Anisiense medio-superior, (Calvet y Marzo, 1994; López-Gómez *et al.*, 1998; Escudero-Mozo *et al.*, 2014).

3.2.3. Menorca

Los datos cronoestratigráficos de Menorca son muy escasos y únicamente de tipo

paleontológico. De los sedimentos pérmicos, solamente está datada la parte superior del conjunto sedimentario, incluido en la unidad P3 de Rosell *et al.* (1988) (Fig. 3.2.1). Esta datación se realizó mediante asociaciones de polen y esporas por Broutin *et al.* (1992) y con datos palinológicos y de macroflora por Bercovici *et al.* (2009), en ambos casos concluyeron que se trataba de unas asociaciones Thüringienses, Pérmico medio-superior.

En el Triásico Inferior hay una marcada ausencia de registro fósil, mientras que en el Triásico Medio existe una asociación palinológica de edad Anisiense descrita por Rosell *et al.* (1987), pero de difícil corroboración por la ausencia de ilustraciones de la misma.

A pesar de ello, algunos autores consideran que las unidades triásicas de Menorca se pueden correlacionar con las de Mallorca, y por tanto les han asignado una edad indirectamente. Así, la Fm Son Serralta de Mallorca, sería equivalente a la Unidad B2, también de la nomenclatura de Rosell *et al.* (1988). Esta primera formación ha sido datada mediante palinomorfos por Calafat-Colom (1988) como Aegiense-Pelsoniense, mientras Ramos y Doubinger (1989) le asignan una edad Anisiense, y Díez *et al.* (2010) precisan un poco más y concluyen que podría pertenecer al Aegiense. A su vez, Álvarez-Ramis *et al.* (1995) y Grauvogel-Stamm y Álvarez-Ramis (1996) le atribuyen una edad Anisiense medio según restos de macroflora.

La unidad B2 pasa transicionalmente a depósitos fluviales-marinos y costeros poco profundos, ya en facies Muschelkalk, datados como Anisiense superior - Ladiniense (Llompart *et al.*, 1987; March Benlloch, 1991; Vachard y Colin, 1994). Por tanto, podemos considerar que los depósitos siliciclásticos subyacentes (unidad B2) pertenecen al Anisiense *sensu lato*.

Sin embargo, para la Unidad B1, subyacente a la anterior, no hay datos cronoestratigráficos, ni presenta una unidad equivalente en Mallorca, por lo que resulta difícil asignarle una edad concreta.

3.2.4. Cerdeña

Los datos bio-cronoestratigráficos de la zona de Nurra, al NO de Cerdeña, son muy escasos, estando limitados a las porciones basal y superior de la sucesión general. En ella se engloban, de base a techo, las siguientes formaciones pérmicas: Fm Punta Lu Caparoni, Fm Pedru Siligu, Fm Porto Ferro y Fm Cala del Vino, separadas por una discordancia angular de los materiales triásicos, constituidos a su vez por la Fm Conglomerados de Porticciolo y Fm Arenisca de Cala Viola, estas dos últimas en facies Buntsandstein (Fig.

3.2.1).

La base de la sucesión (Fm Punta Lu Caparoni) contiene restos de plantas y palinomorfos asignados al Pérmico inferior, “Autuniense superior” (Pecorini, 1962; Gasperi y Gelmini, 1980; Ronchi *et al.*, 1998; Cassinis *et al.*, 2000; Ronchi *et al.*, 2008a). A techo de la Fm. Pedru Siligu y en discordancia se encuentra una ignimbrita datada en $291,5 \pm 1,5$ (Buzzi *et al.*, 2008). Mientras que a la parte media de la secuencia, Fm Porto Ferro, se le ha asignado una edad indirectamente por correlación con la macro- y la microflora de la formación Les Salettes en la Cuenca de Toulon (Provenza), siendo atribuida al Pérmico inferior alto (Broutin y Durand, 1995). Sin embargo, a la Fm Cala del Vino se le asignó una posible edad comprendida entre el final del Pérmico superior y el Pérmico medio basada en criterios sedimentológicos (Cassinis *et al.*, 2003), que posteriormente fue precisada como Kunguriense (Pérmico inferior) - Roadiense (Pérmico medio) mediante la descripción de los restos de un vertebrado, pelicosaurio Caseidae, dentro de esta formación (Ronchi *et al.*, 2008b; Ronchi *et al.*, 2011a).

La asignación de una edad a los primeros materiales triásicos, la Fm Conglomerado del Porticciolo, resulta controvertida. Se ha establecido mediante criterios sedimentológicos, incluyendo la presencia de ventifactos, y la correlación con la zona de la Provenza y las cuencas del centro de Europa, asignándole una edad Smithiense, al menos para la parte inferior de la formación (Cassinis *et al.*, 2003; Bourquin *et al.*, 2011).

En la parte superior de la formación suprayacente, Cala Viola, se han encontrado escasos restos de paleoflora mal preservados (*Equisetum* crf. *Mougeotii*; Pecorini, 1962), que no han podido ser utilizados para conocer una edad precisa. Sin embargo, los palinomorfos descritos en un sondeo de la zona de Nurra (Pomesano Cherchi, 1968), en litologías correlacionables con las areniscas de la Fm Cala Viola, sugieren una edad Anisiense (Pittau Demelia y Flaviani, 1982; Cassinis *et al.*, 2000; Pittau y Del Rio, 2002).

3.2.5 Correlación de las unidades de las distintas cuencas

La síntesis de los datos cronoestratigráficos descritos en este capítulo y la correlación de las diferentes cuencas se recogen en la figura 3.2.1. Para ello, no se ha establecido únicamente una correlación entre unidades, sino que se ha asumido que ciertos límites de secuencias mayores, como el marcado por la transgresión del Tethys y las interrupciones a techo de las Unidades El Cañizar, Areniscas de Prades Inferiores, B1 y Conglomerato del Porticciolo son aproximadamente equivalentes entre sí. Esta idea también concuerda con lo expuesto por otros autores (Bourquin *et al.*, 2011) para el SO de Europa y se correspondería con ciclos mayores tectonosedimentarios.

Según los diferentes datos aportados, las unidades pérmicas de la Cordillera Ibérica, Fms Boniches y Alcotas, tienen una edad Capitanense que podría llegar al Lopingense. Por otro lado, la unidad P3 de Menorca, muestra una asociación palinológica típica Thüringense, por tanto, podría ser correlacionada con bastante seguridad con parte de la Fm Alcotas. Mientras que para las unidades infrayacentes no se posee la suficiente información como para realizar una correlación precisa. Del mismo modo, la Fm Conglomerados de Prades Inferiores de la Cordillera Costero Catalana podría ser también equivalente a estas unidades, ya que posiblemente se depositó durante el Pérmico medio-superior, aunque se desconoce su edad exacta. Sin embargo, los datos paleontológicos y de ignimbritas de las unidades pérmicas de Cerdeña atestiguan que se tratan de registros sedimentarios más antiguos.

La correlación de los materiales triásicos se ha llevado a cabo teniendo en cuenta que la parte superior de la facies Buntsandstein de la Cordillera ibérica y Cordillera Costero Catalana está datada como Anisiense inferior y, por tanto, la discontinuidad del techo de los primeros materiales triásicos, Fm Cañizar y la Unidad Areniscas de Prades Inferiores – Unidad Areniscas de Eramprunyà respectivamente, se considera equivalente.

En el caso de la Cordillera Costero Catalana, a la parte inferior del ciclo Triásico se le ha asignado una edad Smithiense (Galán-Abellán *et al.*, 2013a), mientras que en la Cordillera Ibérica la edad de la parte inferior de la primera secuencia triásica (Fm Cañizar) se ha establecido teniendo en cuenta dos consideraciones: la primera es que la parte superior de la Fm Cañizar ha sido datada como Anisiense inferior (Aegiense) (Doubinger *et al.*, 1990), y la segunda, como se describe en López-Gómez *et al.* (2012) es que esta formación está dividida en seis miembros separados por discontinuidades importantes de carácter regional (Major Boundary Surfaces, MBS), que pueden reconocerse en prácticamente toda la cuenca. Estas superficies mayores se corresponden con superficies de sexto orden e incluso, en el caso del límite MBS 5, hasta de séptimo orden en la clasificación de Miall (1985, 1996), y por tanto, representan una interrupción sedimentaria de aproximadamente 10^4 - 10^5 y 10^5 - 10^6 años respectivamente. Además, cada miembro tiene una media de ocho superficies de quinto orden y veintidós superficies de cuarto orden que se pueden identificar fácilmente. Si se realiza la suma del tiempo que representan estas superficies, daría como resultado aproximado 1.650.000 años para toda la Fm Cañizar. Para lograr una estimación más precisa del tiempo representado por los sedimentos (y sus mbs internos) de esta formación, también debe considerarse el tiempo de erosión, que por tanto, aumenta el tiempo total de sedimentación. Este proceso de erosión interna es común en depósitos de barras de acreción durante las etapas finales de su depósito, como se describe en sistemas fluviales antiguos similares

por Bluck (1971), Blodgett y Stanley (1980) y Crowley (1983). Thorne *et al.* (1993) también han mostrado en el río Brahmaputra cómo la erosión de los bancos durante las últimas tres décadas puede alcanzar al menos 90 m por año. Por tanto, la adición de todos los resultados permiten considerar que la base de la Fm Cañizar y, por tanto, del ciclo Mesozoico en la Cordillera Ibérica tienen una edad Smithiense superior, siendo equivalente a la base del ciclo triásico de la Cordillera Costero Catalana.

La única datación Olenekiense en la facies Buntsandstein de la Península Ibérica se ha obtenido mediante una asociación de polen y esporas localizada a techo de la unidad inferior de dicha facies en el Pirineo Catalán (Mujal *et al.*, 2016), siendo concordante este dato con la edad asignada a dichos materiales en la Cordillera Ibérica y Cordillera Costero Catalana.

Además de los datos aportados, la Fm Cañizar podría ser equivalente a la unidad B1 de Mallorca debido a la similitud de facies con influencia eólica, a la presencia de ventifactos, y la ausencia de flora, fauna y bioturbaciones, al igual que también ocurre en la Fm Conglomerado de Porticciolo, en Cerdeña, por lo que se podría considerar a estas unidades como equivalentes. Este estudio de facies apoya los datos cronoestratigráficos anteriormente citados.

Por encima de la discontinuidad de los primeros materiales triásicos (facies Buntsandstein), los sedimentos en la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña (Fm Eslida, Areniscas de Prades Superiores, Unidad B2 y Fm Cala Viola, respectivamente), están datados como Anisiense. En la Cordillera Ibérica y Cordillera Costero Catalana esta edad se concreta por las unidades suprayacentes, pertenecientes a la facies Röt, que se sitúan en el límite Anisiense medio-superior (Pelsoniense-Illiriense). Por tanto, la edad de la Fm Eslida y Areniscas de Prades Superiores se correspondería con un Anisiense medio (Pelsoniense) cuyo límite inferior podría llegar hasta el Bithyniense en la Cordillera Costero Catalana e incluso al Aegiense en la Cordillera Ibérica en las zonas con un mayor registro sedimentario, aunque no se puede precisar con exactitud el hiato entre estas unidades y las subyacentes.

La parte superior de la Unidad B2 de Menorca, dado su carácter lutítico y la identidad de palinomorfos encontrados en Mallorca (Fm Son Serralta) y en la Cordillera Ibérica oriental en la Fm Marines (facies Röt), se puede considerar Pelsoniense-Illiriense, y por tanto, su parte media e inferior sería equivalente a la Fm Eslida y Unidad Areniscas de Prades Superiores. Del mismo modo, la Fm Cala Viola sería equivalente a estas unidades y a la parte inferior-media de la Unidad B2 de Menorca, por similitud de facies y debido a que se le ha asignado una edad Anisiense (Cassinis *et al.*, 2000; Pittau y Del Rio, 2002).

3.3 SEDIMENTOLOGÍA

En este capítulo se describen las características sedimentarias de las unidades pérmicas y triásicas estudiadas en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, con el fin de establecer un marco sedimentológico sobre el que se sitúen los cambios mineralógicos y bióticos objeto de estudio. Es decir, se trata de un capítulo que da un soporte necesario a los diferentes análisis que se han llevado a cabo en las muestras estudiadas, con la finalidad de respaldar los resultados que se quieren obtener en la presente tesis. Por lo tanto, no se pretende, ni es necesario, entrar en detalle en este análisis sedimentológico, sino que gran parte del mismo se apoya en estudios previos realizados por el mismo grupo de investigación de los proyectos que han financiado esta tesis, y otros datos han sido ahora completados mediante la observación de características sedimentarias o nuevas descripciones de facies. Entre los trabajos en los que se ha apoyado este análisis, se pueden citar los de Arche y López-Gómez (1999b, 2005) y De la Horra *et al.* (2012) relacionados con la descripción e interpretación de las facies de la Fm Alcotas, los estudios de López-Gómez y Arche (1993b), Galán-Abellán (2011) y López-Gómez *et al.* (2012) sobre la Fm Cañizar, y los realizados por Arche y López-Gómez (1999a,b), López-Gómez *et al.* (2010) y Bourquin *et al.* (2011) sobre la Fm Eslida. El ambiente deposicional dominante en las diferentes formaciones estudiadas de la Cordillera Ibérica es principalmente de tipo fluvial, aunque se encuentran algunas excepciones puntuales donde el ambiente deposicional eólico también está presente, según los trabajos anteriormente citados y las propias observaciones efectuadas para la realización de esta memoria.

El estudio sedimentológico se ha realizado en base a la diferenciación de facies, asociaciones de facies y la definición de elementos arquitectónicos. Las facies se han clasificado según los atributos de deposición primarios de las capas, en particular según la estratificación, el tamaño del grano, la textura y las estructuras sedimentarias. Las asociaciones de facies se han obtenido con la combinación lateral y vertical más común de las facies definidas. Las asociaciones de las facies y las superficies limitantes de los cuerpos sedimentarios han permitido constituir los principales elementos arquitectónicos. Estos elementos muestran los medios de sedimentación en los que se han realizado los análisis que han sido el objetivo principal de la presente tesis y, por tanto, permitirán ver si hay relación entre los resultados analíticos citados con dichos medios sedimentarios, así como discutir la importancia que pudiesen tener estos medios en las condiciones de acidez.

3.3.1 Facies

El análisis de facies se ha basado principalmente en la nomenclatura de Miall (1996, 2014) para los depósitos de origen fluvial, mientras que se ha utilizado la nomenclatura de López-Gómez *et al.* (2012) para el caso de los sedimentos de origen eólico.

Facies fluviales

Un total de once facies relacionadas con areniscas y lutitas y, puntualmente, conglomerados se han diferenciado en las Fms Alcotas, Cañizar y Eslida (Fig. 3.3.1). La descripción de las mismas se realiza a continuación siguiendo el orden de estas tres litologías principales.


Las facies diferenciadas en conglomerados están básicamente constituidas por una litología mixta conglomerado-arenisca, donde esta última constituye la matriz. Los conglomerados son generalmente de cuarcita, redondeados y con un centil que no supera los 10 cm. La diferenciación de estas facies se ha basado principalmente en las estructuras sedimentarias y sus características, además del color y el contenido de arenisca asociada. Así, se han diferenciado tres facies: Gt , Gp y Gh.

Facies Gt: Conglomerados con abundante matriz arenosa, aunque pueden llegar a estar clasto-soportados. El color puede ser rojo, rosa o gris. La estructura sedimentaria principal es la estratificación cruzada en surco, constituyendo dunas que forman sucesiones que se cortan unas a otras, con una extensión lateral que no suele superar los 2 m y una altura inferior a 1 m. Esta facies se interpreta como rellenos de canal. Ejemplos similares en ríos actuales han sido descritos por (Ferguson, 1993).


Facies Gp: Conglomerados con matriz arenosa que puede ser abundante, con color rojo, rosa o gris. Los cantos son básicamente de cuarcita, redondeados y con un centil inferior a 10 cm. Están dominados por estratificación cruzada planar que generalmente es de bajo porte e inclinación inferior a 20°. Estas estructuras se cortan unas a otra erosionándose entre sí. Se interpretan como el desarrollo de dunas de tipo transversal. Una detallada revisión de esta facies ha sido realizada por Ashmore (1991).

Facies Gh: Conglomerados de cantos de cuarcita subredondeados con centil de 8 cm. Generalmente son clasto soportados, pero pueden tener también una matriz arenosa abundante. Presentan colores rojos y rosáceos. Muestran aspecto general masivo donde se pueden apreciar estratificaciones planares incipientes. Han sido interpretados como barras longitudinales o depósitos de tipo “sieve”, normalmente relacionados con zonas


Código	Facies	Color	Estructuras sedimentarias	Campo	Interpretación	Unidades		
						LAA	AC	LAE
Gt	Conglomerado matriz arenosa	Rojo, rosa, gris	Estratificación cruzada en surco	0,4 m	Dunas de cresta sinuosa	●	●	
Gp	Conglomerado matriz arenosa	Rojo, rosa, gris	Estratificación cruzada planar	0,4 m	Dunas transversales	●	●	
Gh	Conglomerado con o sin matriz	Rojo, rosa	Estratificación horizontal incipiente o imbricación	0,2 m	Barras longitudinales (sieve deposits)		●	
St	Arenisca de grano medio-grueso	Rojo-Rosa	Estratificación cruzada en surco	0,2 m	Dunas de cresta sinuosa	●	●	●
Sp	Arenisca de grano medio-grueso	Rojo-Rosa	Estratificación cruzada planar	0,2 m	Linguoides y dunas transversales	●	●	●
Se	Arena de grano medio	Rojo	Estratificación cruzada épsilon	10 cm	Point bars	●		●
Sh	Arenisca de grano fino-medio	Rojo-Rosa oscuro	Laminación paralela y/o parting lineation	5 cm	Flujo laminar de tipo "crítico"	●	●	●
Sr	Arenisca de grano fino-medio	Rojo-Rosa	Ripples de corriente	5 cm	Ripples	●	●	●
Fm	Lutita, limolita	Roja, marrón	Masiva, grietas de desecación (raíces esporádicas)	2 cm	Overbank, canales abandonados. (Llanura de inundación distal)	●		●
Fl	Lutita-arenisca de grano fino	Roja, marrón	Laminación paralela y/o ripples muy pequeños	5 cm	Overbank. (Llanura de inundación proximal)	●		●
Ff	Limolita-arenisca de grano fino	Marrón-Verdosa	Laminación flaser	5 cm	Overbank con influencia mareal. (Llanura inundación)			●




Facies Gp



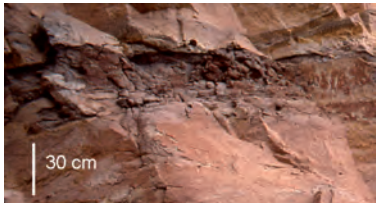
Facies Gh




Facies St



Facies Sp



Facies Fl



Facies Fm

Fig. 3.3.1: Descripción, clasificación, interpretación y fotos de campo de las facies fluviales de las Formaciones Alcotas (LAA), Cañizar (AC) y Eslida (LAE). Modificado de (Miall, 1978, 2014).

áridas y rápida deposición. Ejemplos de este tipo fueron descritos por Hooke (1967).

Las areniscas presentan una tamaño de grano que varía desde fino a muy grueso y muestran unos colores comprendidos entre el rosa y el rojo oscuro. El espesor de las facies diferenciadas en arenisca está comprendido entre 0,1 a 0,9 m. La determinación de estas facies se basa principalmente en la litología, las estructuras sedimentarias, las características de éstas (tamaño, desarrollo lateral e inclinación de las caras de avalancha) y el color. Su origen está básicamente relacionado al desarrollo de barras o formas de fondo de canal (bedforms). Estas facies son St, Sp, Se, Sh y Sr (Fig. 3.3.1).

Facies St: areniscas con estratificación cruzada en surco. Normalmente muestran una tendencia granodecreciente, como las descritas por Cant y Walker (1978) en el río South Saskatchewan. En algunas ocasiones pueden encontrarse arenas poco clasificadas junto con limos y restos vegetales formando un lag basal e intraclastos de arcilla. Esporádicamente también se observan superficies de reactivación. Esta facies se interpreta como el resultado de la migración de dunas de arena con crestas sinuosas de tipo linguoide en aguas poco profundas.

Facies Sp: Areniscas con estratificación cruzada planar. Normalmente muestran una tendencia granodecreciente y un ángulo que oscila entre 15° y 30°, con terminaciones superiores e inferiores netas y angulares que indican avalanchas en los foresets. Son comunes pequeñas superficies de reactivación, como las descritas en el Tana River por Collinson (1970), así como pequeñas evidencias de erosión en las superficies de techo y muro de las caras de avalancha. Esta facies se interpreta como resultado de la migración de dunas bidimensionales de pequeña escala, barras linguoides o transversales y sand waves (régimen de flujo más bajo) en aguas poco profundas. La arena es transportada por el flanco de los cuerpos desarrollados en el fondo del canal, o bedforms, por tracción y suspensión intermitente, y se deposita en la cresta, formando a veces una alfombra de ripples de corriente a pequeña escala. Ocasionalmente, se conservan pequeñas ondulaciones de corriente a techo de la cara de avalancha.

Facies Se: Areniscas con estratificación cruzada épsilon. Muestran superficies de erosión de corte transversal dentro de las macroformas que presentan un ángulo de buzamiento bajo y pueden truncar la estratificación cruzada subyacente con un ángulo de corte bajo o alto, aunque afectando a más de un conjunto de sets de estratificación cruzada. Estas superficies también representan las superficies de tercer orden de Miall (1996) e indican una forma de reactivación a gran escala en el sentido de Collinson (1970).

Facies Sh: Areniscas con laminación paralela. Comúnmente presenta parting lineation en los planos de estratificación, como los descritos por Nyambe (2009) en el Grupo de Karoo Inferior, Zambia. Esta facies se interpreta como un flujo crítico en la última etapa (régimen de flujo alto). Puede depositarse durante un solo evento dinámico, como en una inundación repentina, cuando las condiciones de flujo pueden permanecer en la etapa crítica por períodos cortos de tiempo.

Facies Sr: Areniscas con laminación cruzada. Muestra diferentes tipos de ripples asimétricos que dependerán de la velocidad de flujo y la tasa de suministro de sedimentos, como lo describe Allen (1984). Esta facies se interpreta como sedimentada por un flujo de régimen bajo. Los trenes de ripples ocasionalmente se erosionan mutuamente o parcialmente cuando se añade sedimento en suspensión durante la migración de los ripples, lo que conduce a la preservación parcial de la cara de barlovento del ripple, constituyendo climbing ripples (Miall, 1978, 1996). Pueden mostrar nódulos carbonosos, raíces de plantas y grietas de desecación. Las lutitas y areniscas normalmente se amoldan a la morfología de las bedforms subyacentes. Esta facies se desarrolla en los lugares donde se encuentra una gran carga de arena muy fina (Jopling y Walker, 1968; Stanistreet y Stollhofen, 2002).

Las facies constituidas por lutitas presentan unos colores que van desde el rojo al marrón y esporádicamente se encuentran tonos verdosos. Estas facies pueden llegar a tener hasta unos pocos metros de espesor. Son abundantes en las formaciones Alcotas y Eslida, pero prácticamente puntuales en la Fm Cañizar. En total se han diferenciado tres facies dentro de esta litología, y se relacionan normalmente con el desarrollo de depósitos de overbank. Estas facies son Fm, Fl y Ff. Algunas asociaciones de facies están constituidas por la interacción tanto de facies de arenisca como de lutitas (Fig. 3.3.1).

Facies Fm: Lutitas masivas. Esta facies representa los depósitos encharcados permanentemente durante el abandono del canal (Miall, 1978). Puede mostrar nódulos carbonosos, raíces de plantas y grietas de desecación. Las lutitas y areniscas normalmente se amoldan a la morfología de las bedforms subyacentes. Esta facies se interpreta como el desarrollo de una llanura distal, aunque Rust (1978) incluyó esta facies en otros entornos sedimentarios aluviales.

Facies Fl: Lutitas o areniscas de grano fino con laminación delgada y ripples muy pequeños. Los ripples aparecen principalmente en las capas de grano más grueso. También pueden estar presente una bioturbación dispersa, y moldes y pseudomorfos de halita. Esta facies se interpreta como depósitos de desbordamiento (overbank) con morfologías de comportamiento tractivo, y representa la deposición de sedimento

mediante suspensión y por débiles corrientes tractivas. Esta facies puede aparecer puntualmente en las corrientes de tracción de la llanura de inundación más energéticas, tales como los depósitos de crevasse splay (Miall, 1996).

Facies Ff: Lutitas y areniscas de grano fino con laminación flaser, bioturbación y puntualmente ripples asimétricos y simétricos. Esta facies se limita a la parte más alta de la Fm Eslida, en la transición con la Fm Marines (facies Röt). Se interpreta como depósitos de llanura de inundación de grano fino entrelazados con depósitos estuarinos influenciados por las mareas (Allen y Fielding, 2007), similares al actual Complejo Estuarino de San Simón descrito por Nombela *et al.* (2009).

Facies eólicas

Se han diferenciado cinco facies principales, junto con otras cuatro menos frecuentes y de menor entidad denominadas secundarias (Fig. 3.3.2).

Facies e1: Areniscas de grano fino-medio subesféricos a esféricos, con color salmón-rosáceo y estratificación cruzada de surco. Aparece en láminas de 1-2 cm de potencia inversamente gradadas, formando caras de avalancha que alcanzan 30° de inclinación. Esta facies se interpreta como la migración de dunas eólicas con caras de avalancha sinuosas. Facies similares fueron descritas por Mountney y Thompson (2002) y Brookfield y Silvestro (2010).

Facies e2: Areniscas de color rosáceo, de grano medio subesféricos-esféricos, con estratificación cruzada planar, dispuestas en láminas de 1-2 cm potencia inversamente seleccionadas con una inclinación que puede alcanzar 30° y cierta continuidad lateral. Los procesos de grainflow son frecuentes en las caras de avalancha. Esta facies se interpreta como la migración de dunas eólicas de tipo transversal de pequeña escala con caras de avalancha planas. Ejemplos similares han sido descritos por Langford y Chan (1993) en los sedimentos pérmicos de la Fm Cedar Mesa Sandston, Utah, y Rodríguez-López *et al.* (2010) en sedimentos cretácicos de la Cordillera Ibérica.

Facies e3: Areniscas de color rosáceo, de tamaño de grano fino y esféricos o semiesféricos, mostrando laminaciones onduladas o cruzadas de muy pequeña escala que constituyen niveles de 0,5-3 cm de potencia. Esta facies se interpreta como la migración de ripples eólicos que pueden formar trenes de ripples. Descripciones similares han sido realizadas por Pye y Tsoar (2009) y Milana (2009) en sedimentos actuales de la Puna, Argentina.

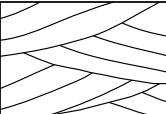

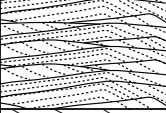
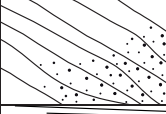





Código	Facies	Color	Estructuras sedimentarias	Campo	Interpretación	Unidades		
						LAA	AC	LAE
e1	Arenisca de grano fino-medio redondeado	Rojo-rosa	Estratificación cruzada en surco. Caras $\geq 30^\circ$ de inclinación	0,3 m 	Dunas eólicas con crestas sinuosas		●	●
e2	Arenisca de grano medio redondeado	Rojo-rosa	Estratificación cruzada planar. Caras $\geq 30^\circ$ de inclinación	0,3 m 	Duna eólicas transversales con crestas planas		●	●
e3	Arenisca de grano fino redondeado	Rojo-rosa	Laminación ondulada o cruzada de muy pequeña escala	8 cm 	Ripples eólicos y trenes de ripples		●	
e4	Arenisca de grano medio-grueso redondeado	Rojo-rosa	Pequeñas cuñas con mayor espesor pendiente abajo, granoselección inversa	6 cm 	Depósitos de grainflow		●	
e5	Arenisca de grano fino muy redondeado	Rojo-rosa	Pequeñas láminas de espesor $> 2\text{mm}$, extensión lateral $> 1\text{m}$. Algunas con mayor resalte	7 cm 	Depósitos de grainfall		●	
 <p>Facies e2</p>  <p>Facies e3</p>  <p>Facies e4</p>  <p>Facies e5</p>								

Fig. 3.3.2: Descripción, clasificación, interpretación y fotos de campo de las facies eólicas de la Formación Cañizar (AC).

Facies e4: Depósitos formando pequeñas cuñas de arenisca que ganan en espesor pendiente abajo y con granoselección inversa. Se trata de cuñas que apenas superan los 3 cm en su parte más ancha, donde se acumulan los granos más gruesos. Se interpretan como depósitos de grainflow.

Facies e5: Láminas muy finas (unos 2 mm) de arenisca, con granos muy finos y bien seleccionados. Las laminas tienden a hacerse más finas lateralmente hasta llegar a desaparecer. Algunas de ellas dan mayor resalte. Se interpretan como depósitos de grainfall.

Estas facies principales se acompañan de otras que muestran una aparición puntual, denominadas secundarias. Entre las que hemos destacado las siguientes: vf- ventifactos con pátina de hierro, sr- superficies de reactivación, dl- deformación por procesos de plasticidad, y lp- laminación de tipo “pinstripe” (ejemplos de laminación tipo “pinstripe” se encuentran descritos en Mountney y Thompson, 2002).

3.3.2 Asociaciones de facies

La asociación lateral y la sucesión vertical de facies en el campo ha permitido separar distintas secuencias sedimentarias que representan diferentes tipos sedimentarios (Morison y Hein, 1987; Allen y Fielding, 2007; Nyambe, 2009). Han sido reconocidas seis asociaciones de facies fluviales principales: FA1, FA2, FA2, FA3, FA5 y FA6, y tres asociaciones eólicas basadas en el trabajo de Galán-Abellán (2011): FA7, FA8 y FA9, como se detalla a continuación (Fig. 3.3.3).

FA1: está constituida por facies de gravas Gp y ocasionalmente Gh. Normalmente la asociación se encuentra apilada formando una sucesión con un espesor comprendido entre 0,7 y 0,9 m.

FA2: está representada por facies de arenisca y ocasionalmente también de grava. Normalmente la asociación de facies forma secuencias granodecrecientes de 1-4 m de espesor, donde la facies St (Gt) se encuentra en la parte inferior sobre una superficie erosiva y la facies Sp (Gp) está por encima, con facies Sr en la parte superior. Esta asociación se suele apilar formando sucesiones sedimentarias que pueden alcanzar decenas de metros. Ejemplos actuales han sido descritos por Cant y Walker (1978) en el río South Saskatchewan, Canadá.

FA3: está principalmente representada por diferentes facies de arenisca y facies Fm (Fig. 3.3.3). Normalmente se trata de secuencias granodecrecientes de 0,8-2 m de espesor, donde las facies Sp pasan lateralmente a facies Se en la parte inferior, ambas dispuestas sobre sedimentos finos por una superficie erosiva, y las facies Sp y St junto con facies Fm están por encima o lateralmente a los dos anteriores. Ejemplos similares han sido descritos por Jackson II (1981) y en el actual Beaver River, Canadá, por Burge y Smith (2009). Esta asociación de facies normalmente se encuentra aislada entre las

lutitas, aunque a veces las capas de lutitas son muy delgadas y los cuerpos de arenisca están en contacto.

FA4: está constituida por facies de arenisca. Se disponen en una sucesión vertical en la que se encuentra la facies St en la base, seguida de la facies Sp, Sh, y Sr a techo. En algunas ocasiones, las dos últimas facies de la sucesión están reemplazadas por otras de origen eólico, como e1 y e3. Esta asociación presenta un espesor comprendido entre 0,3 y 0,8 m.

FA5: está representada por facies de lutitas y areniscas. Constituye sucesiones de hasta 0,5 m de espesor, que pueden ser granodecrecientes, y están formadas por la facies Sp y St en la parte inferior y Sr, Sh, y Fm o Fl en la parte superior, todas ellas pueden cambiar lateralmente de forma brusca. Esta asociación normalmente se encuentra aislada entre lutitas. Ejemplos similares han sido descritos por Ramos *et al.* (1986) en estratos rojos triásicos del centro de España, y Wood (1989).

FA6: está constituida por facies de lutitas (Fig. 3.3.3). Forma láminas con una amplitud lateral que puede alcanzar más de 1 km y un espesor de decenas de metros. Las facies más representativas de esta asociación son Fm y Fl, y normalmente aparecen alternándose en sucesión vertical, como las descritas por Willis y Behrensmeyer (1994) en los depósitos bancarios del Mioceno de Pakistán. Ocasionalmente puede encontrarse la facies Ff.

FA7: está constituida por facies de arenisca. Se dispone formando sucesiones de 0,8 a 4 m de espesor. Las facies más representativas de esta sucesión son e1, e2, e3, e4 y vf de forma aislada, con superficies de reactivación (sr) que separan areniscas de diferentes tamaños de grano.

FA8: está representada por facies de arenisca e3, y en menor medida pueden aparecer facies e5 y vf. Constituyen sucesiones de 0,3 a 1,1 m de espesor y una extensión lateral variable. En algunas ocasiones, se pueden encontrar superficies de deflación con cantos dispersos interrumpiendo la secuencia.

FA9: está constituida por las facies de arenisca e2, e5 y, de forma puntual vf. Presenta pequeños surcos de erosión que pueden separar areniscas de origen fluvial y eólico. Su extensión lateral es variable, mientras que puede alcanzar 1,3 m de potencia.

3.3.3 Elementos arquitectónicos

La definición y análisis de los elementos arquitectónicos, tanto de facies fluviales como eólicas, nos permite acercarnos de la manera más completa a los diferentes medios sedimentarios. En este caso, dicho acercamiento nos permitirá jalonar con mayor detalle el estudio sobre las variaciones climáticas que veremos más adelante, así como enmarcar los estudios de flora y bioturbación y, de forma general, determinar los ambientes sedimentarios en los que se produjeron los principales cambios de acidez, uno de los objetivos principales de este trabajo. Seguidamente, relacionaremos los elementos arquitectónicos definidos con las diferentes unidades estudiadas (Fig. 3.3.3 y tabla 3.3.1).

Fm Areniscas y Limos de Alcotas

Los elementos arquitectónicos que se encuentran en la Fm Alcotas están representados por elementos formados dentro de los canales (CH) y acreción lateral (LA), y relacionados con los entornos de desbordamiento del canal, como los elementos de crevasse splay (CS) y overbank (FF) (Fig. 3.3.3 y Tabla 3.3.1). Este último es el más representativo en la sucesión vertical de la Fm Alcotas, sobre todo en las subunidades A1 y A3 (Fig. 3.1.3), y está constituido por la asociación FA6, formando capas tabulares que pueden alcanzar centenares de metros de extensión lateral (por ejemplo, Willis y Behrensmeyer, 1994). El elemento FF suele encontrarse bioturbado, excepto en la subunidad A3. Los depósitos formados fuera del canal principal pueden representar inundaciones efímeras y pequeños lagos en la llanura de inundación. El elemento arquitectónico CH aparece en las subunidades A1 y A3 y consiste principalmente en la asociación de facies FA2, con superficies internas de erosión y superficies de reactivación (sr) que no siempre alcanzan la base del cuerpo. La morfología de este elemento es cóncava, con base erosiva y techo plano, presentando un espesor de 1,5 a 8 m, encontrándose los de mayor potencia en la subunidad A1. Este elemento arquitectónico normalmente presenta un relleno sencillo, single-storey, y con limitada acreción lateral, sin embargo a veces forma elementos amalgamados de tipo multi-storey. Estos cuerpos canalizados indican inestabilidad de los canales activos y alta velocidad de avulsión (Kraus y Gwinn, 1997). La ausencia de tapones de arcilla en los cuerpos de canal señala un abandono lento, no repentino, o una avulsión (Bridge, 1984, 1985), por lo que los canales activos debieron continuar durante un tiempo transportando sedimentos durante la fase de abandono.

En la parte superior de la subunidad A1 se encuentra principalmente el elemento

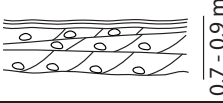

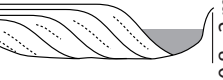
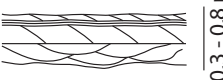
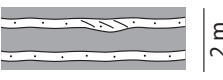



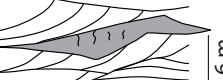





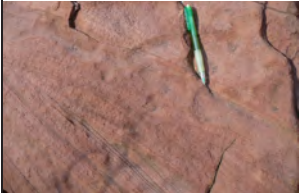


Elemento arquitectural	Asociación facies	Geometría y espesor	Interpretación	Unidades		
				LAA	AC	LAE
Depósitos fluviales	GB	FA1: Gh Gp		Barras de grava	●	●
	CH	FA2: Sr Sp, (Gp) St, (Gt)		Canal con bordes definidos	●	●
	LA	FA3: Fm Sp, St Sp, Se		Acreción lateral	●	●
	SB	FA4: Sr \rightleftharpoons e1, e3 Sp, Sh St		Barra de arenas	●	●
	CS	FA5: Fm, Fl Sr, Sh Sp, St		Desbordamiento de canal (crevasse splay)	●	●
	FF	FA6: Fl, (Ff) Fm		Llanura de inundación (overbank)	●	●
Depósitos eólicos	Ee1	FA7: e1, e2, e3, e4, (vf)		Duna		●
	Ee2	FA8: e5, (vf) e3		Sandsheet		●
	Ee3	FA9: e5 e2, (vf)		Interduna		●
  						
 						
  						

Fig. 3.3.3: Elementos arquitectónicos de las Formaciones Alcotas (LAA), Cañizar (AC) y Eslida (LAE). Clasificación modificada de Miall (1978, 2014)

arquitectónico CS, y en menor medida en la subunidad A3. Este elemento presenta una base erosiva y un techo plano. Suele tener poco espesor, menos de medio metro, y se encuentra intercalado con sedimentos representados por el elemento FF. Este elemento constituye estructuras que muestran un desarrollo de corta duración.

El elemento arquitectónico LA, constituido por la asociación FA3 se encuentra en la subunidad A2. Los cuerpos son single-storey, con una geometría tabular y a menudo muestran superficies de acreción lateral y de reactivación (sr).

En la Fm Alcotas la sucesión vertical de los elementos arquitectónicos y sus características sedimentarias indican periodos prolongados de desarrollo de las llanuras de inundación, atravesadas por canales fluviales aislados. En la subunidad A1 y A3 estos canales son típicos de sistemas fluviales braided con alta frecuencia de avulsión. Mientras que en la subunidad A2 tuvo lugar una transición gradual pero rápida de ríos braided distales a ríos de alta sinuosidad.

Formación Areniscas de Cañizar

En la Fm Cañizar predominan los elementos arquitectónicos GB y SB (Galán-Abellán, 2011) (Tabla 3.3.1). En la evolución vertical de la Fm Cañizar, se observa que todas las subunidades están constituidas por el elemento SB, relacionado con depósitos de relleno de canal y barras transversales fundamentalmente, con abundantes superficies de reactivación (sr), superficies erosivas (se), y frecuentes procesos de avulsión. En la subunidad C1 el elemento arquitectónico puede estar representado puntualmente por la facies Gh. Mientras que el elemento arquitectónico SB algunas veces presenta una base plana, pero en otras ocasiones la base es erosiva y en ella se encuentra un lag basal. En estas subunidades apenas se encuentran depósitos de llanura de inundación, excepto, esporádicamente en la subunidad C4, donde se encuentra poco desarrollado el elemento FF, relacionado con llanuras de inundación y constituido por la asociación FA6 (Galán-Abellán, 2011). Depósitos fluviales similares han sido descritos por autores como Cant y Walker (1978), Miall (1978), Crowley (1983), Ramos *et al.* (1986), Bridge y Mackey (1993), Bourquin *et al.* (2006) y Gibling (2006).

Puntualmente se encuentra el elemento arquitectónico Ee1, y en la parte más oriental de la Cordillera Ibérica, en la sección de Benicassim, junto con este elemento también aparecen los elementos Ee2 y Ee3 (Galán-Abellán, 2011). La superposición de elementos arquitectónicos eólicos constituye un desarrollo vertical complejo, similar a los descritos por Brookfield (1992), Langford y Chan (1993), Benan y Kocurek (2000) y

Tabla 3.3.1: Elementos arquitectónicos, asociaciones de facies e interpretación de las diferentes subunidades de las formaciones estudiadas.

	Subunidad	Elementos arquitectónicos	Facies	Interpretación
Fm Esilda	E6	(Ee1)	(e1, e2, e3, e4, vf)	Crevasse splays en amplias llanuras de inundación e influencia marina puntal. Muy esporádicamente dunas eólicas centimétricas intercaladas con el sistema fluvial.
		CS: Crevasse splay	Sp, St, Sr, Sh, Fm, FI	
		FF: Overbank	Fm, FI, Ff	
	E5	CH: Canal	Sp, St, Sr	Sistemas fluviales braided con importante desplazamiento lateral impidiendo la acumulación de sedimentos finos.
		(FF: Overbank)	(Fm, FI)	
	E4	LA: Acreción lateral	Se, Sp, St, Fm	Sistemas fluviales braided y meandriformes. Canales aislados en amplias llanuras de inundación con desarrollo de plantas y suelos.
		CH: Canal	St, Sp, Sr	
		CS: Crevasse splay	Sp, St, Sr, Sh, Fm, FI	
		FF: Overbank	Fm, FI	
	E3	LA: Acreción lateral	Se, Sp, St, Fm	Sistemas fluviales braided y alguno esporádico meandriforme. Canales aislados en amplias llanuras de inundación con plantas y desarrollos pedogénicos.
		CS: Crevasse splay	Sp, St, Sr, Sh, Fm, FI	
		CH: Canal	St, Sp, Sr	
		FF: Overbank	Fm, FI	
	E2	CS: Crevasse splay	Sp, St, Sr, Sh, Fm, FI	Crevasse splays con canales esporádicos en amplias llanuras de inundación.
FF: Overbank		Fm, FI		
E1	CS: Crevasse splay	Sp, St, Sr, Sh, Fm, FI	Régimen de flujo bajo. Barras transversas o linguoides, en amplias llanuras de inundación.	
	FF: Overbank	Fm, FI		
Fm Cañizar	C6	SB: Megaripples	St, Sp, Sh, Sr	Sistemas fluviales braided con bedforms transversas y linguoides.
	C5	SB: Barra de arena	St, Sp, Sh, Sr	Sistemas fluviales braided con bedforms transversas y linguoides, erosión y retoques eólicos.
		GB: Barra de grava	Gp, Gh	
	C4	SB: Barra de arena	St, Sr, Sp, Sr	Sistemas fluviales braided con bedforms transversas y linguoides. Dunas eólicas centimétricas intercaladas con el sistema fluvial.
		Ee1, Ee2, Ee3: Duna eólica, sandsheet, interduna	e1, e2, e3, e4, e5, vf	
		(FF: Overbank)	(Fm, FI)	
	C3	SB: Barra de arena	St, Sr, Sp, Sr	Sistemas fluviales braided con bedforms transversas y linguoides. Dunas eólicas centimétricas intercaladas con el sistema fluvial.
		Ee1, Ee2, Ee3: Duna eólica, sandsheet, interduna	e1, e2, e3, e4, e5, vf	
C2	SB: Barra de arena	St, Sp, Sl, Sr, ae1	Sistemas fluviales briaded. Agradación del canal por la migración de megaripples. Dunas eólicas centimétricas intercaladas con el sistema fluvial.	
Ee1, Ee2, Ee3: Duna eólica, sandsheet, interduna	e1, e2, e3, e4, e5, vf			
C1	SB: Barra de arena	St, Sp, Sh, Sr, ae1	Sistemas fluviales braided. Agradación del canal por la migración de megaripples.	
GB: Gravel bedform	Gp, Gh			
Fm Alcotas	A3	CH: Canal	St, Sp, Sh, Sr	Sistemas fluviales braided distales, de baja energía con alta tasa de avulsión.
		FF: Overbank fines	Fm	
		CS: Crevasse splay	Sp, Sr, Fm	
	A2	LA: Acreción lateral	St, Sh, Sr, Fm	Transición de sistemas fluviales braided a sistemas de alta sinuosidad con amplias llanuras de inundación.
		FF: Overbank	Fm, FI	
	A1	CH: Canal	Sp (Gp), St (Gt), Sr	Sistemas fluviales braided con alta tasa de avulsión en amplias llanuras de inundación con lagos efímeros.
		CS: Crevasse splay	Sp, Sr, Fm	
FF: Overbank		Fm, FI		

Cain y Mountney (2009). Esta evolución representa dunas eólicas de tipo transversal con la orientación de las caras de avalancha perpendicular a la dirección del viento predominante y, puntualmente, con intercalaciones de sedimentos de interduna.

El retoque eólico a techo de las estructuras fluviales en etapas de mayor aridez, normalmente está presente en las subunidades C2, C3 y C4 y es común en toda la cuenca. Sin embargo, la subunidad C5 está básicamente representada por los elementos SB y, puntualmente, GB.

Por tanto, la Fm Cañizar se caracteriza por el desarrollo de secuencias fluviales normalmente incompletas, relacionadas con la evolución de canales y barras, interrumpidas por superficies de reactivación y superficies erosivas, con frecuentes procesos de avulsión y retoques eólicos (Galán-Abellán, 2011). Son depósitos de sistemas fluviales braided de arenas y esporádicamente de gravas, poco confinados, que constituyen megarriples, con una dirección de las paleocorrientes dominantes hacia el SE. La aparición de cantos con caras facetadas debido a la acción del viento (ventifactos), y con pátinas de óxidos de hierro que los recubren, indica una posible influencia eólica durante los periodos de aguas bajas. De igual manera, la presencia de la facies Gh dentro del elemento arquitectónico GB indica la presencia de depósitos producidos por fenómenos rápidos en zonas áridas, con poca capacidad para ordenarse, posiblemente relacionados con avenidas o flash floods.

Formación Limos y Areniscas de Eslida

La evolución vertical de los elementos arquitectónicos de la Fm Eslida, principalmente consiste en canales (CH) y depósitos de acreción lateral (LA), como elementos arquitectónicos formados dentro de los canales, y crevasse splay (CS) y overbank (FF) relacionadas con los entornos de fuera de los canales (Fig. 3.3.3 y Tabla 3.3.1). Este último es el más representativo en la sucesión vertical de dicha formación, mientras que los relacionados con los canales aparecen intercalados dentro del elemento FF. Los depósitos formados fuera del canal fluvial principal pueden incluir efímeros sheet floods y charcas en la llanura de inundación.

El elemento arquitectónico CH aparece en las subunidades E3, E4 y es muy común en la subunidad E5. Consiste principalmente en la asociación de facies FA2. Los canales principales están limitados por superficies de quinto orden. Estos representan un relleno de canal de areniscas con márgenes definidos y una base erosiva cóncava, con superficies de erosión interna y reactivación (sr), similares a los ejemplos descritos por Gibling (2006).

Los canales pueden alcanzar un espesor de 1,5 m y una anchura de aproximadamente 14 m, con restos de plantas y troncos normalmente situados en la base o en las superficies de reactivación interna. El elemento arquitectónico representa cuerpos de arenisca de relleno de canal depositados con importantes cambios laterales. Como resultado, hay frecuentes superficies erosivas internas en las mesoformas que hacen difícil encontrar afloramientos que muestren los márgenes del canal. Los canales menores pueden incluir canales parcial o completamente abandonados, así como otros canales que cruzan los bancos de arena que se generan al descender el nivel del agua (Bristow, 1987). Los elementos arquitectónicos CH están relacionados con sistemas fluviales braided en las áreas proximal y media, y muestran rellenos cóncavos depositados principalmente por agradación vertical u oblicua durante el abandono progresivo o repentino del canal. Ejemplos similares se encuentran descritos por Hopkins (1985) y Okolo (1983). Los rellenos de canal por simple agradación vertical normalmente muestran tendencias granodecrecientes que reflejan un abandono progresivo como resultado de la avulsión aguas arriba, de modo que los espesores de estos canales no exceden la profundidad del canal (Miall, 2014). Las paleocorrientes medidas son siempre unidireccionales, y la mayoría tienden hacia el este, con una dispersión inferior a 35°.

El elemento arquitectónico LA está constituido por la asociación de facies FA3, con superficies de reactivación (rs) y límites erosivos. La presencia de estas facies varía notablemente dependiendo de la carga de sedimentos y la variabilidad de la descarga (Jackson II, 1981; Smith, 1987). Este elemento puede interpretarse como una acumulación lateral de mesoformas de arena de tipo point bar que pueden preservar depósitos de canal abandonados, donde aparecen restos vegetales acumulados entre sedimentos finos. Los point bars se formarían como el resultado del crecimiento lateral de una macroforma compuesta. Los depósitos del elemento LA reflejan el comportamiento a largo plazo de los vórtices a gran escala (Crowley, 1983). Estas mesoformas son comunes en las subunidades E3 y E4. Este elemento muestra superficies limítrofes de tercer orden y puede estar conectado verticalmente con otros elementos similares o encontrarse aislado y limitado por el elemento arquitectónico FF, como en los ejemplos miocenos descritos en la Cuenca del Ebro por Donselaar y Overeem (2008). El elemento arquitectónico LA puede alcanzar hasta 20 m de largo y hasta 2 m de potencia, aproximándose a la profundidad del canal. La dispersión de las paleocorrientes medidas alcanza hasta 105°, con tendencias NO-SE.

El elemento arquitectónico CS está constituido por la asociación de facies FA5 formando cuerpos lenticulares de menos de un metro de espesor pero de cientos de metros de ancho. Los conjuntos se caracterizan por una delgada estratificación y

abundantes superficies de no deposición y erosión a pequeña escala que conforman superficies de segundo orden. Este elemento arquitectónico se interpreta como un crevasse splay no canalizado, depositado en la llanura de inundación y adyacente a los márgenes de los canales principales. Representa estructuras de vida corta donde los restos vegetales se encuentran en la parte superior. Este elemento muestra superficies limítrofes de cuarto orden y es el resultado de la expansión y la pérdida de potencia de flujo cuando la descarga sale de los confines de los canales y se extiende como sheet floods. Ejemplos en rocas antiguas fueron descritos por Gersib y McCabe (1981) en el Carbonífero de Nueva Escocia y por Allen y Williams (1982) en el Devónico del Sur de Gales. Este elemento está interpuesto con sedimentos representados por el elemento FF y es común en todas las subunidades excepto en la E5.

El elemento arquitectónico FF está representado por sedimentos finos y está constituido por la asociación de facies FA6. Este elemento consiste en estratos tabulares con una extensión lateral que puede superar el centenar de metros y decenas de metros de espesor (por ejemplo, Willis y Behrensmeyer, 1994). Representa la acumulación de depósitos de overbank que pueden incluir encharcamientos en la llanura de inundación. Es común en todas las subunidades y normalmente separa los elementos CH, LA y CS. En la subunidad E6, en la parte superior de la Fm Eslida, la facies Ff puede estar presente junto con las facies Fm y Fl, indicando una posible influencia marina.

Puntualmente puede encontrarse el elemento arquitectónico Ee1 en la subunidad E6, especialmente en la sección de Torre de las Arcas.

La localización vertical general de los elementos arquitectónicos en las subunidades y sus características sedimentarias indican largos periodos de desarrollo de la llanura de inundación con canales fluviales aislados que cruzan grandes áreas donde se desarrollaron plantas y suelos. Esta situación fue predominante durante la deposición de las subunidades E1 - E4, pero repentinamente cambió al inicio de la subunidad E5, cuando el amplio desarrollo de los sistemas de canales con importantes desplazamientos laterales impidió la acumulación de sedimentos de la llanura de inundación (Arche y López-Gómez, 1999a, 2005). Un nuevo cambio repentino sucede en la subunidad E6, donde la aparición de las facies Ff puede indicar el comienzo de la transgresión marina, conduciendo a la facies Röt y posteriormente a los depósitos del Muschelkalk (López-Gómez y Arche, 1992).

4. INDICADORES DE ACTIVIDAD ORGÁNICA

4. INDICADORES DE ACTIVIDAD ORGÁNICA

En este capítulo se realiza un estudio de la bioturbación, paleosuelos y macroflora encontrados en las unidades continentales de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, depositadas durante el Pérmico medio-Triásico Medio, concretamente de las Formaciones Alcotas, Cañizar y Eslida. Ya que uno de los objetivos de la presente memoria de tesis es conocer las variaciones ambientales ocurridas durante la crisis del final del Smithiense y principios del Spathiense. Esta crisis se registra en la Fm Cañizar, sin embargo para analizar la impronta de dicha crisis en los diferentes paleoindicadores estudiados ha sido necesario establecer una comparación entre la Fm Cañizar y la unidad subyacente (Fm Alcotas) y suprayacente (Fm Eslida), con el fin de establecer las variaciones relativas de los diferentes parámetros.

4.1. BIOTURBACIÓN

4.1.1 Introducción

Los efectos de las crisis bióticas en los animales invertebrados han sido poco estudiados, debido al escaso registro fósil de este tipo de fauna en los medios continentales, centrándose la mayoría de las investigaciones en los insectos (Labandeira y Sepkoski, 1993). Sin embargo, la respuesta de esta infauna durante los eventos de extinción se puede analizar en base a la huella del registro fósil. Esta información es importante para el estudio que se realiza en la presente tesis doctoral porque permite ampliar el conocimiento de los cambios producidos en las condiciones ambientales durante el periodo de tiempo en el que se depositaron las unidades analizadas, y la posible relación de estas condiciones con las etapas de crisis y recuperación biótica.

4.1.2 Materiales y métodos

Se ha realizado un estudio ichnológico en las secciones de El Cañizar, Landete y Cedrillas (Fig. 4.1.1) que abarca las formaciones Alcotas, Cañizar y Eslida.

La información de las trazas fósiles se ha obtenido a partir de la combinación de un enfoque de ichnofacies e ichnofábricas. Los parámetros analizados son la composición ichnotaxonómica, los tipos etológicos y tróficos, las estrategias de población, la ichnodiversidad, la ichnodisparidad, el grado de bioturbación y la estructuración de ésta por niveles. La definición y discusión de estos parámetros se pueden encontrar en Buatois y Mángano (2011).

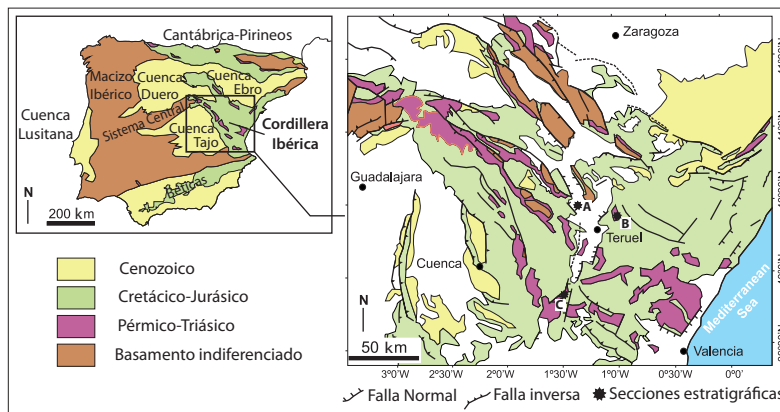


Fig. 4.1.1: Situación geográfica de las secciones estudiadas, (A) El Cañizar, (B) Cedrillas y (C) Landete.

El grado de bioturbación se ha evaluado a partir del índice de bioturbación (IB) definido por Taylor y Goldring (1993), basado en una escala previa de Reineck (1963). El IB registra la preservación de la fábrica sedimentaria primaria. En este esquema, IB = 0 indica que no hay bioturbación (0%) y una fábrica primaria intacta. IB = 1 (1-4%) se refiere a una bioturbación escasa, con huellas discretas en lugares puntuales que sobreimprimen la fábrica sedimentaria bien conservada. IB = 2 (5-30%) corresponde a un bajo grado de bioturbación, en sedimentos con estructuras sedimentarias bien conservadas. IB = 3 (31-60%) se caracteriza por trazas fósiles discretas, una bioturbación moderada y planos de estratificación que todavía son fáciles de delinear. IB = 4 (61-90%) se refiere a bioturbación intensa, alta densidad de trazas fósiles con solapamiento de las mismas y unas estructuras sedimentarias primarias que han sido borradas en su mayor parte. En IB = 5 (91-99%) la estratificación está completamente alterada por una bioturbación intensa. IB = 6 (100%) corresponde a un sedimento completamente bioturbado y totalmente reelaborado, como resultado de repetidas sobreimpresiones de las trazas fósiles.

La densidad de las trazas fósiles en los planos de estratificación se ha evaluado utilizando el esquema de Miller y Smail (1997). Este esquema comprende cinco categorías del índice de bioturbación según el plano de estratificación (bedding plane bioturbation index, BP-BI). BP-BI 1 (0% de ruptura) se utiliza para planos de estratificación sin ninguna estructura biogénica. BP-BI 2 (0-10% de ruptura) comprende una gran mayoría de estructuras biogénicas aisladas, aunque algunas trazas pueden intersectarse. BP-BI 3 (10-40%) se caracteriza por una combinación de trazas discretas y zonas de perturbación generalizada en el plano de estratificación. BP-BI 4 (40-60%) muestra una proporción mucho mayor de intersecciones de las trazas fósiles. BP-BI 5 (60-100%) se refiere a planos de estratificación que tienen una densidad extremadamente alta de estructuras biogénicas.

La clasificación por niveles se ha realizado según el esquema de Mángano y Buatois (2014), que considera una subdivisión en nivel poco profundo (inferior a 6 cm), nivel medio (6-12 cm), nivel profundo (12-100 cm) y muy profundo (más de 100 cm).

Para evitar diferencias debidas a un control de facies, el análisis ichnológico se realizó en depósitos de tipo similar, en canales abandonados y depósitos de overbank. También se estudió la ichnofauna de depósitos lacustres efímeros con el fin de obtener una información más completa de la evolución deposicional asociada.

4.1.3 Análisis Ichnológico

La Formación (Fm) Alcotas (Capitaniense-Lopingiense; Arche y López-Gómez, 2005) se ha dividido en tres subunidades según criterios sedimentológicos y estratigráficos (capítulo litoestratigrafía) que registran una evolución de condiciones climáticas semiáridas (inferior) a húmedas y estacionales (media y superior). La subunidad inferior (A1) consiste en depósitos sedimentados por sistemas fluviales braided de gravas y arenas con amplias llanuras de inundación en las que se desarrollan paleosuelos (De la Horra *et al.*, 2008, 2012). Los depósitos de overbank, incluyendo depósitos de areniscas de crevasse splay y lutitas de las llanuras de inundación, están moderadamente a intensamente bioturbados (IB 4; Fig. 4.1.2), la ichnofauna consta de galerías simples *Palaeophycus tubularis* y galerías con meniscos de *Taenidium* isp. (Fig. 4.1.3 a-c), penetrando hasta 10 cm en las capas de arenisca. La densidad de las trazas fósiles, tal y como se observa en los planos de estratificación, varía de moderada a alta (BP-BI 3-4; Fig. 4.1.2) (L. Buatois, com. pers., 2016).

La subunidad media (A2) se caracteriza por un aumento en la proporción de cuerpos de arenisca canaliformes, separados por niveles de lutitas. Se interpreta como depósitos dominados por canales fluviales de media a alta sinuosidad, con llanuras de inundación en las que se desarrollan lagos efímeros. Los paleosuelos están poco desarrollados y se encuentran alrededor de los depósitos de overbank (De la Horra *et al.*, 2008, 2012). Los depósitos de crevasse abandonados y los canales principales muestran un moteado de bioturbación indeterminada, *Taenidium* isp. (Fig. 4.1.3 a-c) y trazas fósiles de raíces, estando intensamente bioturbados (IB 5-6; Fig. 4.1.2) y con los planos de estratificación intensamente cubiertos por las trazas fósiles (BP-BI 4-5). En la sección de Landete, a techo de esta subunidad se encuentra un canal abandonado, cuya parte superior está de intensa a completamente bioturbada (IB 5-6; Fig. 4.1.2) y cubierta por una alta densidad de *Taenidium* isp. (BP -BI 5; Fig. 4.1.2) (L. Buatois, com. pers., 2016).

La subunidad superior (A3) es sedimentológicamente similar a la subunidad A1,

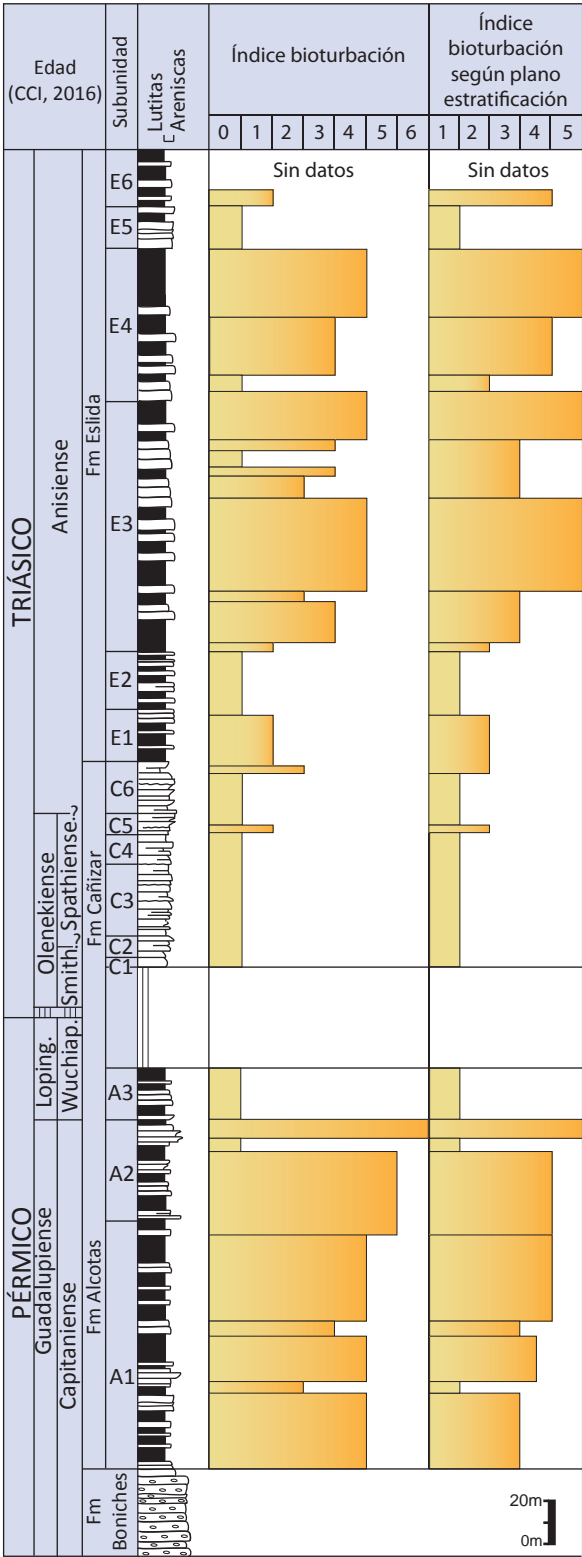


Fig. 4.1.2: Columna sintética de las secciones estudiadas con el índice de bioturbación, así como el índice de bioturbación según el plano de estratificación.

marcando el restablecimiento de los sistemas braided. Pero en contraste con las subunidades subyacentes, en ésta no han sido encontrados depósitos bioturbados por el momento.

Los materiales pérmicos y triásicos están separados por una discontinuidad, que abarca desde la parte media del Lopingiense (posiblemente Wuchiapingiense) en el Pérmico superior, hasta la parte media del Olenekiense (Smithiense), en el Triásico Inferior (López-Gómez *et al.*, 2012), y por tanto el límite Pérmico-Triásico (P-T) no está presente en la zona de estudio. La sedimentación triásica comienza con la Fm Cañizar, interpretada como sistemas fluviales braided con retoques eólicos (López-Gómez *et al.*, 2012). Esta unidad se subdividió en seis miembros (C1-C6) separados por superficies de discontinuidad principales.

En los miembros C1 a C4 no se ha encontrado por el momento ningún resto fósil ni trazas fósiles. Por el contrario, los miembros C5 y C6 muestran las primeras evidencias claras de bioturbación (IB 1 y localmente IB 2; Fig. 4.1.2, 4.1.3 d) entre las que se encuentran trazas fósiles aisladas de raíces y escasos especímenes de *Taenidium* isp. en la parte superior de los depósitos de los canales abandonados.

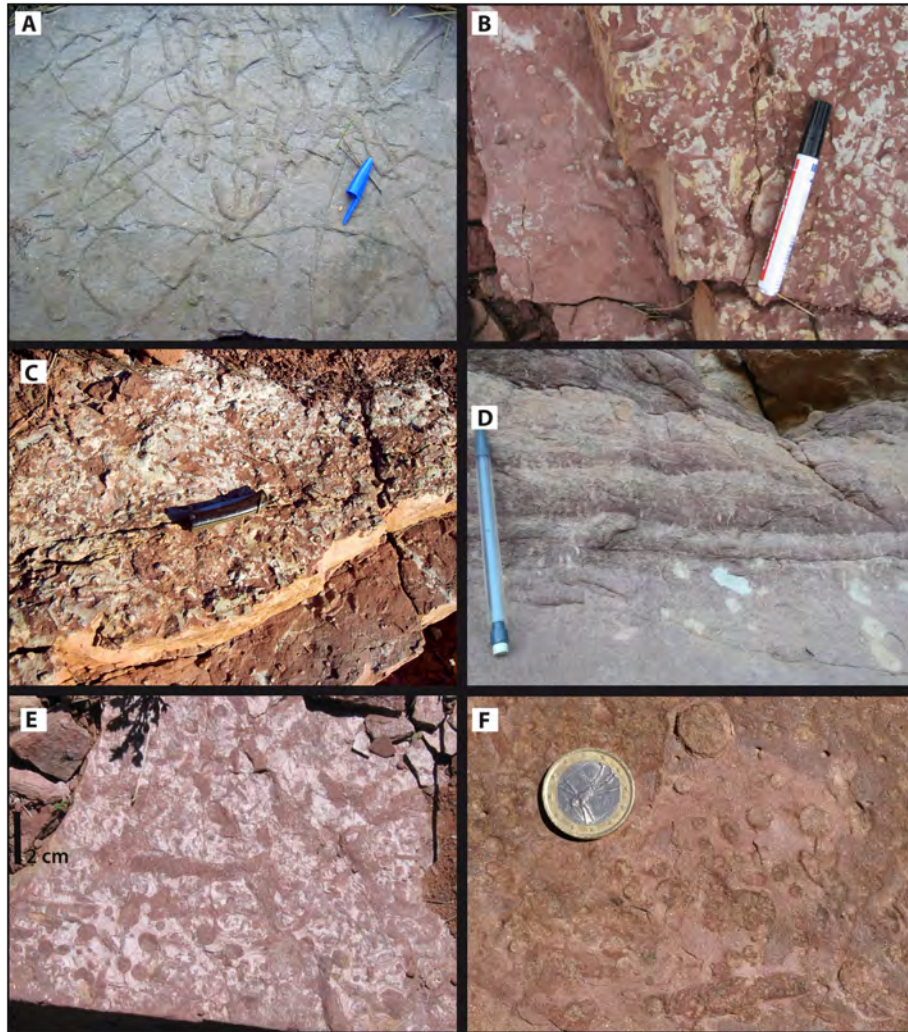


Fig. 4.1.3: Trazas fósiles. A, B, C) Trazas fósiles de *Taenidium* isp. a techo de los rellenos de canal y depósitos de crevasse de la Fm Alcotas. D) Primeras bioturbaciones encontradas en la Fm Cañizar en la subunidad C5. E, F) Alta densidad de bioturbación a techo de los depósitos de crevasse de la Fm Eslida.

Suprayacente a la Fm Cañizar se encuentra la Fm Eslida, compuesta por areniscas con intercalaciones de lutitas depositadas por sistemas fluviales. Esta formación se ha dividido en 6 subunidades (E1-E6; Arche y López-Gómez, 1999a). Las cuatro subunidades inferiores (E1-E4) se interpretan como sistemas fluviales braided, y puntualmente meandriformes en las subunidades E3 y E4, con extensas llanuras de inundación en las que se desarrollan lagos efímeros. Las subunidades E1 y E2 están escasamente bioturbadas (IB 0-1; Fig. 4.1.2), pero las subunidades E3 y E4 marcan el pleno restablecimiento de la infauna invertebrada, como se puede observar mediante la importante presencia de bioturbación (principalmente IB 4 e IB 5; Fig. 4.1.2, 4.1.3e, f), especialmente en los depósitos de tipo llanura de inundación. La ichnofauna consiste en galerías meniscadas de *Taenidium* isp., galerías simples de *Planolites montanus* y trazas simples de *Helminthoidichnites tenuis*, que típicamente cubren los planos de estratificación (BP-BI

5; Fig. 4.1.2) (L. Buatois, com. pers., 2016). Los depósitos lacustres están bioturbados con menos intensidad que los depósitos anteriores (normalmente IB 3-4), conteniendo una ichnofauna diferente, caracterizada por trazas fósiles de vertebrados y artrópodos, sistemas de galerías estriadas de *Spongeliomorpha* isp., *Palaeophycus tubularis* y, en menor medida, *Taenidium* isp. La bioturbación no es muy penetrativa, pero los planos de estratificación generalmente muestran una alta densidad de trazas fósiles (BP-BI 5).

En la subunidad E5 se produce un cambio en el medio de sedimentación, ya que fue depositada por sistemas fluviales de tipo braided constituyendo en su desarrollo una arquitectura de tipo “multistorey”, con poco o ningún desarrollo de llanuras aluviales asociadas (Arche y López-Gómez, 1999a, Borrueal-Abadía *et al.*, 2015). En estos depósitos de canal la bioturbación es escasa, sin embargo, a techo de éstos se encuentran horizontes densamente cubiertos por grandes pistas de *Palaeophycus tubularis* (BP-BI 3-4; Fig. 4.1.2) (L. Buatois, com. pers., 2016).

En la subunidad superior (E6) se produce el abandono parcial de los sistemas fluviales y el comienzo de la transgresión marina del Tethys (Arche y López-Gómez, 1999a). En esta subunidad la bioturbación es mayor respecto a la subunidad anterior, y aunque presenta un IB = 1, los planos de estratificación están altamente bioturbados.

La identificación de los productores de estas galerías en medios continentales resulta compleja. La infauna continental del Pérmico y Triásico fue notablemente diferente de la moderna, que se caracteriza por diferentes grupos de insectos holometabolos que aparecieron y se diversificaron rápidamente desde el Cretácico (Genise, 2016). Sin embargo, en el periodo de tiempo estudiado los posibles organismos infaunales serían los oligoquetos, las lombrices de tierra y un gran número de insectos primitivos, por ejemplo, ninfas de cigarras y escarabajos (Minter *et al.*, 2016), aunque estos últimos no ingieren sedimentos, sino que remobilizan el material a lo largo de los lados de su cuerpo (Genise, 2016). La alternancia de lutitas y arenas limosas de grano fino observada en el relleno en menisco de algunas trazas fósiles, sugiere una clasificación de los granos del sedimento mediante la manipulación de organismos infaunales, modificando la distribución del tamaño de las partículas del sedimento, normalmente producida por una variedad de insectos y lombrices de tierra (Wilkinson *et al.*, 2009). Además, el relleno de los macroporos bióticos del suelo identificado en las rocas estudiadas, habitualmente se produce por la excreción de este tipo de infauna (Wilkinson *et al.*, 2009).

4.1.4 Discusión y conclusiones

Mediante el presente estudio de la evolución de los patrones de bioturbación en las diferentes unidades continentales del Pérmico y Triásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, se han podido determinar dos aspectos iniciales: A) se observan depósitos altamente bioturbados en las subunidades inferiores de la Fm Alcotas (A1 y A2), mientras que en la subunidad A3, con una edad Lopingiense inferior (capítulo cronoestratigrafía), no se ha encontrado bioturbación, y B) la ausencia observada persiste hasta el final de Olenekiense (final del Triásico Inferior), durante la mayor parte del registro de la Fm Cañizar, encontrándose los primeros indicios en la parte alta de esta unidad (subunidades C5 y C6) y van aumentando progresivamente a lo largo de la Fm Eslida, durante el Anisiense inferior y medio.

La ausencia de bioturbación en la subunidad superior de la Fm Alcotas podría deberse a criterios tafonómicos que implicarían una desaparición virtual de la bioturbación. La baja capacidad de preservación de esta subunidad podría estar relacionada con la ausencia de vegetación (capítulo 4.3), que facilitaría la inestabilidad de los canales fluviales y una mayor erosión de los depósitos de overbank. Sin embargo, en esta subunidad se conservan los depósitos de llanura de inundación, aparentemente sin bioturbación. Además la bioturbación en las subunidades A1 y A2 no sólo está presente en los depósitos overbank, sino también en los menos propensos a la erosión, como en los rellenos de canal. Por tanto, esta hipótesis ha sido descartada, ya que el análisis ichnológico se ha realizado en depósitos similares (llanuras de inundación y depósitos de overbank) a lo largo de toda la unidad.

En la Fm Cañizar los depósitos de overbank son menos frecuentes que en la formación anterior, y por ello la ausencia de la bioturbación podría deberse a un control de facies. No obstante, cuando se conservan estos depósitos, aparecen desprovistos de bioturbación, del mismo modo que en los rellenos de canal. Sin embargo, la presencia de bioturbación, aunque escasa, es evidente hacia techo de la unidad, en las subunidades superiores C5 y C6.

La desaparición de la bioturbación en la subunidad superior de la Fm Alcotas podría estar relacionada con la crisis biótica del final de Capitaniense descrita para la Cordillera Ibérica por Diéguez y Barrón (2005) y De la Horra *et al.* (2012). Debido al hiato existente desde la parte media del Lopingiense hasta el Smithiense medio en la zona de estudio, y que es similar a otras cuencas continentales de Europa Occidental, no es posible evaluar si se produjo una temprana recuperación de la infauna de invertebrados antes o después de la crisis del límite P-T, o si el ecoespacio de la infauna continental permaneció

subexplotado hasta la recuperación definitiva producida durante el Triásico Medio. Sin embargo, la presencia de una bioturbación intensa en las subunidades inferior y media de la Fm Alcotas y hacia el techo de la Fm Eslida indica que los ambientes ribereños del Pérmico medio y Triásico Medio fueron ampliamente colonizados por una fauna de invertebrados, que activamente reelaboró los sedimentos, llevando a la total o casi total obliteración de la fábrica primaria.

La evaluación de la importancia de esta infauna de invertebrados en el desarrollo de los ecosistemas sugiere que la ausencia de la bioturbación observada, pudo haber disminuido seriamente la reelaboración mecánica del sedimento y del suelo mediante la ausencia de reciclado geoquímico, aspecto que provocaría el aumento de la acidificación de los sedimentos y afectaría a la estructura del ecosistema, diezmando los niveles inferiores de la cadena trófica. Es importante tener en cuenta que, por ejemplo, la actividad de excavación de las lombrices de tierra es fundamental en la formación del suelo mediante la estabilización de la materia orgánica (Scheu y Wolters, 1991). Además, algunos organismos del suelo, como los colémbolos, alteran fuertemente el flujo de carbono a través de las redes de hongos, que son esenciales para el establecimiento y mantenimiento de las comunidades vegetales (Johnson *et al.*, 2005). Y la actividad de diversos invertebrados infaunales, como los quironómidos y los tubíficidos, conduce a un aumento del pH en el sedimento debido a la eliminación de metabolitos ácidos (Krantzberg, 1985). Por consiguiente, la desaparición de organismos del suelo pudo provocar un aumento de las condiciones ácidas, deteriorando aún más el funcionamiento del ecosistema. Por tanto, las interacciones entre las condiciones ambientales y la infauna pudieron retroalimentarse de una manera cíclica durante la crisis biótica, permitiendo eventualmente efectos prolongados devastadores.

Hasta el presente estudio las interacciones animal-sustrato durante la extinción Capitiense apenas se habían analizado. A escala global, los pocos datos icnológicos previos en ambientes continentales durante la extinción permo-triásica sugerían que las galerías de invertebrados pudieron no haber estado significativamente afectadas por este evento, como indica la presencia de la misma ichnofauna en los estratos fluviales del Pérmico superior y Triásico Inferior en las Montañas Transantárticas (Miller, 2000). Esta hipótesis fue congruente con la opinión predominante que emergió del análisis de la fauna de vertebrados, que sugería que la excavación de galerías, realizadas por muchos de ellos, como los cinodontes, los dicinodontes y los procolofonoides (Smith, 1987; Abdala *et al.*, 2006), pudo ser beneficiosa para sobrevivir a los mecanismos acontecidos en las extinciones, como son el calentamiento global y la hipercapnia (Knoll *et al.*, 2007). Sin embargo, los datos obtenidos en este estudio demuestran que la infauna continental

se vio afectada severamente durante la crisis del Capitaniense, de manera coincidente con la vegetación (Diéguez y Barrón, 2005; De la Horra *et al.*, 2012; ver capítulo de flora).

Con este estudio se resalta la severidad ecológica de la crisis biótica del Capitaniense y se aportan nuevos datos para su mejor entendimiento, ya que en la actualidad no existe un consenso sobre la crisis del Capitaniense, como se detalla en el capítulo de discusión.

Debido a la ausencia de registro desde la parte media del Lopingiense hasta el final del Smithiense, no se puede conocer si se produjo una recuperación biótica antes del Smithiense, pero los datos ahora aportados nos permiten afirmar que la bioturbación se mantuvo ausente durante la práctica totalidad del Olenekiense, y que no se recuperó plenamente hasta el comienzo del Triásico Medio, coincidiendo con la recuperación del ecosistema en general (ver capítulo 4.3).

4.2. ESTUDIO PEDOGÉNICO

4.2.1 Introducción

En este capítulo se realiza una breve descripción de los paleosuelos encontrados en las unidades triásicas de la Cordillera Ibérica, junto con el trabajo de paleosuelos realizado por De la Horra *et al.* (2008) en la Formación (Fm) Alcotas (Pérmico medio-superior) de dicha cordillera.

Según Johnson (1998) y Retallack (2013), un suelo puede considerarse como el material orgánico o rocoso de la superficie de un planeta o cuerpo similar que se altera *in situ* por procesos físicos, químicos o biológicos. Esta definición es muy amplia, y considera un suelo cualquier superficie emergida. Por ello, en este estudio solamente se consideran como paleosuelos los niveles que muestran tres criterios diferenciados: huellas de raíces, estructura del suelo y sus horizontes (Retallack, 1988, 2005).

Los paleosuelos han sido diferenciados y clasificados en un esquema de campo de pedotipos (en inglés *pedotypes*) utilizando los criterios establecidos por Retallack (1997). El sistema de taxonomía del suelo del USDA (Soil Survey Staff, 1999) se utilizó para definir horizontes utilizando letras (como A, Bt y Bk) y para designar horizontes de diagnóstico. La clasificación de Machette (1985) se empleó para el estado de la acumulación de carbonatos, y el grado de desarrollo del paleosuelo se estimó utilizando la escala de Retallack (1988).

4.2.2. Paleosuelos de las unidades pérmicas de la Cordillera Ibérica

Las últimas rocas que se encuentran en la Cordillera Ibérica antes del límite Pérmico-Triásico (P-T) pertenecen a la Fm Alcotas, datada como Guadalupiense superior - Lopingiense inferior (capítulo cronoestratigrafía). Esta formación se ha dividido en tres subunidades, A1, A2 y A3 de base a techo, según criterios sedimentológicos y pedogénicos, que pueden diferenciarse en casi toda la cuenca (Arche y López-Gómez, 2005; ver capítulo litoestratigrafía).

Benito *et al.* (2005) y De la Horra *et al.* (2008) realizaron la primera descripción y clasificación de los perfiles edáficos en la Fm Alcotas. Estos autores reconocieron un cambio en el tipo de paleosuelos, y lo relacionaron con variaciones en los estilos fluviales, la dinámica de la vegetación y/o las características mineralógicas.

La subunidad A1 se caracteriza por paleosuelos bien desarrollados con estructuras

nodulares y laminares, y nódulos calcáreos (pedotipo Rodeno y Tabernilla) u horizontes petrocálcicos (pedotipo Pedrizas).

El pedotipo Rodeno (Fig. 4.2.1a) es el dominante en esta subunidad. Presenta 4 horizontes bien diferenciados; el más superficial de ellos es limoso y blanquecino (A) de escaso espesor, posteriormente se encuentra un horizonte arcilloso (Bt), que da paso a un horizonte con nódulos calcáreos (Bk) de más de 50 cm de profundidad en la etapa II-III según la clasificación de Machette (1985). El horizonte basal se compone de limolitas y areniscas de grano fino rojas. Este pedotipo fue clasificado por De la Horra *et al.* (2008) dentro de la categoría de orden Aridisol como Typic Haplocalcid según el Sistema de Taxonomía del Suelo USDA (Soil Survey Staff, 1999). Los estudios petrográficos y los análisis geoquímicos revelan que la mineralogía original de los nódulos ha sido reemplazada por dolomita y/o magnesita que precipitaron durante las etapas subsiguientes a la diagénesis de enterramiento (Benito *et al.*, 2005). Los perfiles Rodeno se desarrollaron en las áreas de la llanura de inundación más o menos distales respecto al canal activo.

El pedotipo Tabernilla (Fig. 4.2.1b) está formado por dos horizontes. En el más superficial se encuentran huellas de raíces y pequeños nódulos y vetas de carbonato (Bk) en la etapa I-II (Machette, 1985) que llegan a una profundidad de 25 cm de profundidad. El horizonte basal se compone de lutitas rojas con laminación paralela hacia muro. Los nódulos de carbonato, observados bajo un microscopio óptico, tienen mosaicos de dolomita. El pedotipo Tabernilla fue clasificado por De la Horra *et al.* (2008) como un Inceptisol (Soil Survey Staff, 1999). Estos paleosuelos se formaron principalmente en áreas con altas tasas de sedimentación, localizadas cerca de los levées o afectadas por

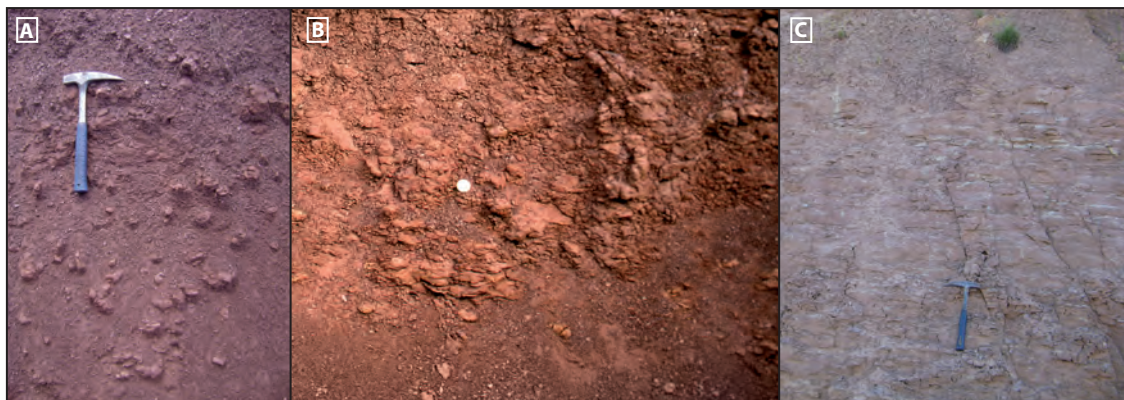


Fig. 4.2.1: Paleosuelos en la Fm Alcotas. A) Pedotipo Rodeno, en él se observan nódulos de carbonato dispersos. B) Pedotipo Tabernilla en la subunidad A1 que muestra un suelo poco desarrollado. C) Huellas de raíces en un paleosuelo pobremente desarrollado, ya que se aprecia la estratificación original de las areniscas, perteneciente al pedotipo Arenal en la subunidad A2. Clasificación obtenida de De la Horra *et al.* (2008)

depósitos de crevasse.

Aunque el reconocimiento de la mineralogía original del carbonato en los horizontes Bk es difícil debido a la alteración diagenética después del enterramiento (Benito *et al.*, 2011), la presencia de carbonato pedogénico es una característica importante que indica condiciones paleoclimáticas relativamente secas (Royer, 1999; Retallack, 2005). La precipitación de carbonatos en los suelos se relaciona principalmente con la evapotranspiración, la acidez de las soluciones del suelo, la temperatura y la disponibilidad de cationes metálicos, todos estos factores están ligados de alguna manera a las condiciones climáticas (Retallack, 2001; Sheldon y Tabor, 2009).

La asociación de paleosuelos Rodeno y Tabernilla se desarrolló en superficies con una extensa exposición sub-aérea que favoreció el desarrollo de nódulos carbonatados en los que la preservación de la dolomicrita indica que originalmente se desarrollaron como dolocretas en un clima árido a semiárido con marcada estacionalidad (Wright y Tucker, 1991; Alonso-Zarza, 2003). Las diferencias entre las estaciones seca y húmeda fueron responsables de la fluctuación en la humectación del suelo por el agua disponible y la formación de los horizontes nodulares de los paleosuelos de tipo Rodeno. Estas diferencias son más evidentes en los primeros metros de la subunidad A1 donde los horizontes nodulares son más gruesos.

El pedotipo Pedrizas presenta un horizonte petrocálcico (Bk) endurecido o cementado de más de 10 cm de espesor en la etapa III-IV. Fue clasificado por De la Horra *et al.* (2008) como un Aridisol (Soil Survey Staff, 1999). La presencia de estos paleosuelos bien desarrollados implica que durante cortos períodos la velocidad de sedimentación fue lenta en comparación con la tasa de pedogénesis. Las abundantes rizoconcreciones a escala centimétrica, los sistemas de raíces horizontales y la estructura laminar podrían indicar condiciones más húmedas dentro de un clima árido a semiárido. Además, en los últimos metros superiores de la unidad A1, la presencia de siderita en algunos de los paleosuelos de tipo Pedrizas (Benito *et al.*, 2005) se ha relacionado con una fase diagenética muy temprana precipitada bajo depósitos encharcados o pantanosos que sugieren periodos de inundación y condiciones húmedas (Coleman, 1985; Curtis y Coleman, 1986; Hornibrook y Longstaffe, 1996; Mackay y Longstaffe, 1997). Por lo tanto, el pedotipo Pedrizas se desarrolló en áreas de llanuras de inundación con bajas tasas de sedimentación y alejadas de la actividad de los canales de los sistemas fluviales. Con el transcurso del tiempo, los paleosuelos Pedrizas desarrollaron una capa de carbonato endurecida que pudo formar una barrera para la percolación adicional del agua y favoreció la presencia de áreas húmedas durante períodos cortos de tiempo.

En la subunidad A2 se produce un cambio en el tipo de paleosuelos, predominando los paleosuelos arenosos débilmente desarrollados, mal drenados y sin horizontes calcáreos (pedotipo Arenal). El pedotipo Arenal (Fig. 4.2.1c) es predominante en esta subunidad. Estos paleosuelos están compuestos por un horizonte A de arenisca con abundante bioturbación por raíces que transicionalmente pasa a areniscas que preservan la estratificación original. Fue clasificado por De la Horra *et al.* (2008) en el orden de suelo Entisol (Psamment) según el Sistema de Taxonomía del Suelo del USDA (Soil Survey Staff, 1999). Estos paleosuelos se desarrollan débilmente en el aluvión arenoso de los bancos y las barras fluviales.

La subunidad A3 no muestra paleosuelos, excepto localmente algunos desarrollados en la parte superior de la subunidad y cerca de los bordes de la cuenca en las localidades de Boniches y Valdemeca. Estos paleosuelos se corresponden con los pedotipos Corralizas y Asadores. Son de pobre desarrollo y sin horizonte calcáreo, y fueron clasificados por De la Horra *et al.* (2008) como Entisols (Fluvent) según el Soil Survey Staff (1999).

El pedotipo Corralizas tiene una superficie arcillosa (A) con grietas de desecación sobre lutitas rojas. El pedotipo Asadores se compone de lutitas rojas con bioturbación por raíces. Ambos suelos se desarrollaron en la llanura de inundación, y los cambios laterales entre los dos pedotipos están relacionados con la posición del sistema fluvial. Los paleosuelos Corralizas estaban situados en áreas arcillosas pobremente vegetadas y no muy alejadas de los canales principales del sistema fluvial. Mientras que el pedotipo Asadores probablemente se desarrolló más cerca del sistema fluvial y presenta huellas de raíces penetrantes que indican buen drenaje y condiciones más favorables para el crecimiento de la vegetación.

4.2.3. Paleosuelos de las unidades triásicas de la Cordillera Ibérica

Los paleosuelos que se describen a continuación han sido estudiados en los sedimentos triásicos de la sección de Gátova de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

En la Fm Cañizar, de edad Smithiense (Olenekiense, Triásico Inferior) - Aegiense (Anisiense, Triásico Medio) no se han encontrado restos de paleosuelos. Aunque se han observado pequeñas huellas de bioturbación por raíces en las unidades superiores, no llegan a constituir un suelo. Las primeras evidencias de pedogénesis se observan en la Fm Eslida (Anisiense medio). Esta formación se ha dividido en 6 subunidades (E1-E6 de base a techo) según superficies de discontinuidad que pueden reconocerse en casi toda la cuenca.

Los primeros paleosuelos se encuentran en la parte superior de la subunidad E3 y base de la subunidad E4, en las lutitas rojas de la llanura de inundación. Presentan unas características comunes que definen el pedotipo Gat-A (Fig. 4.2.2). En el primer horizonte (A) se observan trazas verticales de raíces (de unos 5-10 mm de ancho) relacionadas con finos epipedones ócricos e incipientes horizontes arcillosos subsuperficiales que presentan una estructura “platy thin”. Las raíces son escasas, cortas (5-10 cm) y preservadas por rellenos de arcilla roja o verde. En los horizontes arcillosos subsuperficiales, a unos pocos centímetros bajo la superficie del suelo (5-10 cm), aparecen nódulos de carbonato y carbonato en polvo dispersos (etapa I-II, Machette, 1985) que llegan a una profundidad de unos 25 cm, pero estos niveles calcáreos no llegan a constituir un horizonte cálcico (Bk), observándose lutitas con una estructura “platy thin”. Los nódulos son alargados horizontalmente (2-5 cm) pero delgados (0,5-1 cm) y muestran una forma lenticular. Las huellas de raíces superficiales y escasas, la presencia de una única capa ligeramente alterada y la corta distancia entre los nódulos de carbonato en forma de disco, son indicativos de una vegetación escasa que probablemente se desarrolló en condiciones secas durante la mayor parte del año (Retallack, 2005). Estos paleosuelos representan Entisoles (Soil-Survey-Staff, 1999) de arena y limo poco desarrollados en superficies de tierra plana, que no fueron frecuentemente inundadas y desarrollados bajo climas áridos.

En la parte superior de la subunidad E4 se encuentra el pedotipo Gat-B (Fig. 4.2.2). Estos paleosuelos rojos moderadamente desarrollados se caracterizan por un horizonte arcilloso Bt parcialmente erosionado con una estructura “platy thin” (de 1-2 mm), en el que se observan estructuras en bloque columnares y subangulares, cortadas por varias huellas de raíces de pequeño tamaño (hasta 12 cm de longitud). A partir de este horizonte surgen trazas de raíces hacia abajo, formando un horizonte cálcico Bk de nódulos de carbonatos ligeramente coalescentes, que miden 0,5-2 cm. El estadio de acumulación de carbonato se corresponde con las etapas II-III (Machette, 1985). En el horizonte Bk se observa una estructura subangular “blocky” media. El espesor del horizonte Bk mide un máximo de 20 cm, mientras que el perfil entero del suelo tiene de 30 a 45 cm de longitud. El pedotipo Gat-B fue clasificado como Inceptisol (Soil-Survey-Staff, 1999) desarrollado en las facies de la llanura de inundación.

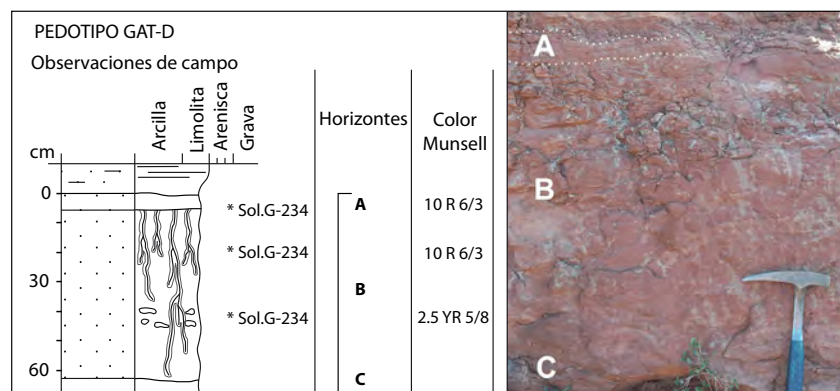
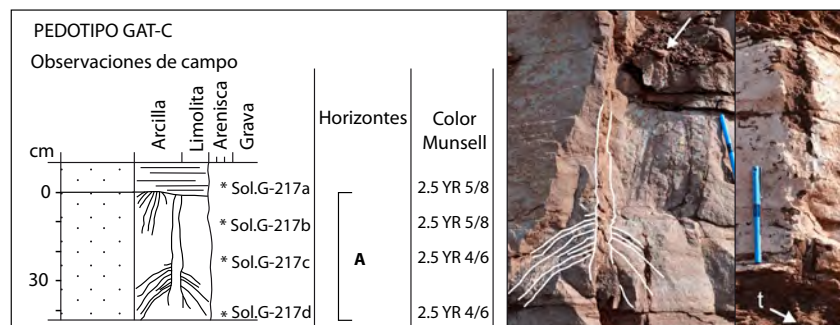
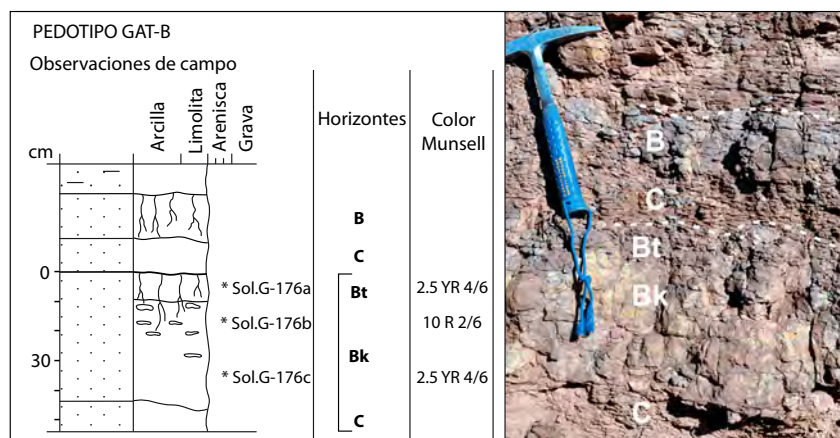
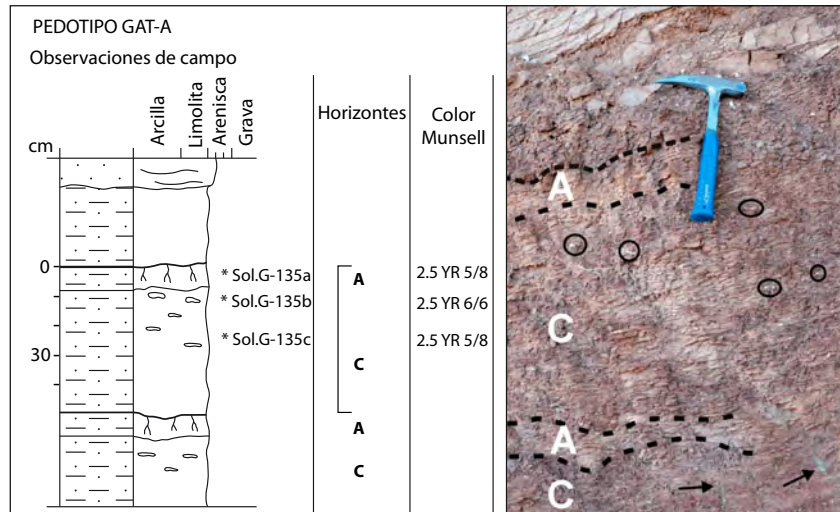
En condiciones de climas áridos, los horizontes Bk más gruesos se interpretan generalmente como indicativos de un mayor tiempo de desarrollo pedogénico (Gile *et al.*, 1966). Sin embargo, en los climas áridos no extremos, los horizontes Bk más potentes son el resultado de variaciones estacionales de la profundidad del suelo húmedo (Retallack, 2005) y una mayor actividad de las plantas (Alonso-Zarza, 2003). Como el grosor del

horizonte Bk no supera los 30 cm, no se estima una variación estacional evidente de la precipitación (Retallack, 2005), sin embargo, la mayor presencia de trazas de raíces sugiere unas condiciones más óptimas para el desarrollo de las plantas y, por lo tanto, esta parte de la subunidad E4 se depositaría bajo condiciones de precipitación media anual ligeramente superior a la de la transición E3-E4.

La base de la subunidad E5 presenta paleosuelos desarrollados en depósitos de canales abandonados del sistema fluvial, clasificados como pedotipo Gat-C (Fig. 4.2.2). Estos paleosuelos se caracterizan por una pobre alteración de la estratificación, y raíces largas que penetran en las barras de arena de los canales. El tipo más común se compone de una solitaria raíz principal y vertical de hasta 1,5 m de largo y 4 cm de espesor con radículas que irradian hacia abajo otros 20-30 cm desde su parte inferior. Este patrón es similar a las raíces de árboles modernos que se asientan en sedimentos arenosos poco consolidados. También se observan pequeñas raíces laterales dispersas y raíces principales o pivotantes de hasta 45 cm de largo y 5 cm de espesor, con raíces poco ramificadas y profusas, con un ápice redondeado. En la parte más superficial del suelo se observa una estructura angular blocky fina, sin embargo, en el resto del perfil la estructura es masiva. Debido a la escasa alteración del material original, el pedotipo Gat-C se clasificó como un Fluvent en el orden de los Entisoles (Soil-Survey-Staff, 1999), y podría indicar altas tasas de erosión y un clima árido.

La subunidad E6 se caracteriza por la presencia de paleosuelos de limo con abundantes aureolas gris verdosas de trazas de raíces (en inglés drab haloed root-traces) correspondientes al pedotipo Gat-D (Fig. 4.2.2). Un horizonte rojo claro con una estructura en bloques subangulares se encuentra encima de un horizonte Bt arcilloso con un denso patrón de raíces fibrosas. Se observaron muy pocos nódulos de carbonato dispersos a una profundidad de 40 cm desde la parte superior del perfil. Estos paleosuelos poco desarrollados no alcanzan los criterios para incluirse dentro del orden de los Alfisoles y fueron clasificados como Inceptisoles. Las aureolas que presentan las raíces se interpretan generalmente como una reducción química relacionada con la

Fig. 4.2.2: Secciones verticales en campo de los paleosuelos de la Fm Eslida con los horizontes detallados y el color según Munsell (2000) y fotografías de campo. Pedotipo Gat-A, en la fotografía de campo se observan nódulos de carbonato dispersos en el horizonte subsuperficial (rodeados con círculos). Las flechas negras apuntan a pequeñas huellas de raíces verdes. Pedotipo Gat-B, en la fotografía de campo se aprecia un horizonte Bk amarillento, calcáreo, bioturbado por raíces y endurecido, truncado de forma irregular. Pedotipo Gat-C, en la primera fotografía de campo se han señalado las raíces en blanco, que emanan de una raíz principal. La flecha blanca está apuntando a la parte superior de otro patrón de raíces. En la segunda fotografía se observa una raíz penetrativa profunda de la que se preserva el ápice (t). Pedotipo Gat-D, en la fotografía de campo las trazas de raíces presentan aureolas de limo verde claro alrededor.



Leyenda

	Arenisca		Limolita		Halos verdosos
	Lutita		Huellas de raíces		Nódulos de carbonato

actividad bacteriana anaeróbica en agua estancada (Retallack, 1977). Sin embargo, el pedotipo Gat-D carece de un horizonte superficial con características hidromórficas o gléyico y las aureolas de las raíces son probablemente el resultado de la descomposición anaeróbica en la rizosfera y otras áreas después del enterramiento. Estas características del pedotipo Gat-D apuntan a la oxidación de suelos secos, aunque no pueden descartarse inundaciones periódicas.

4.3 MACROFLORA

Este capítulo se ha redactado en inglés debido a la normativa para la obtención de la Mención del Doctorado Europeo (art. 22 del R.D. 1393/2007, y art. 7.2 de la Normativa de la UCM), cuyo requisito es que parte de la tesis doctoral haya sido redactada en un idioma oficial de la Unión Europea distinto a cualquiera de las lenguas oficiales en España.

4.3.1. Introduction

This chapter describes and classifies plant remains found in Permian sediments of the Alcotas Formation (Fm) and in the Triassic sediments of Eslida Fm in the Castilian Branch of the Iberian Range. The Cañizar Fm has not been included because no macroflora remains have been found. Some of the specimens of this chapter were described by De la Horra (2008) and Galán-Abellán (2011), but here they are re-discussed, providing new information for reinforcing the APS minerals significance, the main topic of the this research. In addition, new specimens are incorporated as well.

The macroflora described in the Eslida Fm is one of the largest associations of plant remains for the early Anisian (Middle Triassic) of the Iberian Peninsula, but the macrofossil content found in the Permian materials is scarce. In both cases the specimens are poorly preserved. However, the plant remains together with sedimentological characteristics and taphonomic data have been enough for permitting palaeoenvironmental interpretations. To contrast these results, they have been compared with pollen and spores associations from the whole Iberian Range.

The Permian sections studied are located near the municipalities of Landete, Talayuelas and Montán, and the Triassic sections near Cedrillas, Corbalán, Montán, and Gátova (Fig. 4.3.1).

This study was conducted in order to better understand the environment that existed during the time of deposition of the different units. Another key question is to know how the different biotic crises related to P-T boundary and later Smithian-Spathian boundary affected the plants since the middle Permian to Middle Triassic.

The middle-late Permian transition was marked by one of the major biotic crises of the Phanerozoic (mid-Capitanian crisis), comparable in magnitude with the so-called “Big Five” mass extinctions (Wang *et al.*, 2004; McGhee *et al.*, 2013), and considered as the first step of the taxonomic transition from the Paleozoic to the modern fauna of the Mesozoic (Knoll *et al.*, 1996). However, there is no consensus on the precise timing of

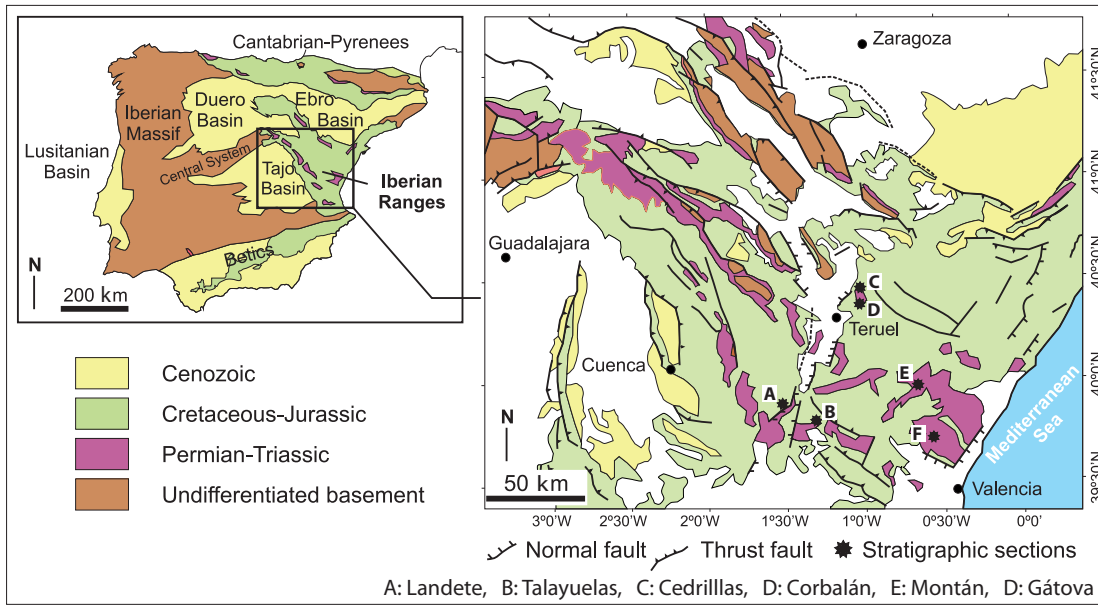


Fig. 4.3.1. Geographical location of the studied area with superimposed studied sections.

the event onset or its duration (Retallack and Krull, 2006; Clapham *et al.*, 2009; Wignall *et al.*, 2009; Bond *et al.*, 2010), as seen in the bioturbation chapter.

On land, a replacement of palaeophytic with mesophytic floras (Knoll *et al.*, 1996) was considered for this interval. The floral communities of South and North China (Wang *et al.*, 2009; Stevens *et al.*, 2011), Antarctica, and Karoo Basin (Retallack *et al.*, 2006; Retallack *et al.*, 2011) suffered notable changes and (DiMichele *et al.*, 2008) proposed a mixed flora for the Cisuralian in the tropical areas as well. A prolonged period of time has been suggested for this changeover, however the palynostratigraphic records have long hinted at more dramatic variations, with rapid changes in the type of flora.

After the mid-Capitanian crisis, Lopingian floras are scarce in Europe, and thus still incompletely understood. Our knowledge on Lopingian floras from Europe is mainly based on records from the Zechstein Basin. The Zechstein basin existed during the Lopingian and extended from the British Isles in the West, to Netherlands, Denmark, Germany and Poland into the Baltic region in the East. Especially various localities in Germany and England yielded a high number of macrofloras, mostly dominated by conifers (Haubold and Schaumberg, 1985; Schweitzer, 1986; Uhl and Kerp, 2002). Lopingian floras from southern Europe are even scarcer and come mostly from the Alpine Area (De Zigno, 1862; Geinitz, 1869; Remy and Remy, 1958; Boersma and Visscher, 1969; Clement-Westerhof, 1984; 1987; 1988; Visscher *et al.*, 2001; Kustatscher *et al.*, 2012).

In Spain the record of Permian macroflora is poor. In the Balearic Islands, (Gómez-

Gras and Alonso-Zarza, 2003) described the presence of fossil branches, logs and vitrified coal fragments. Bercovici *et al.*, (2009) described, just 10 metres below the Permian-Triassic unconformity, a poorly diversified flora. This flora is dominated by conifers shoots (*Pseudovoltzia liebeana*, *Ullmannia* sp.) and reproductive organs (female and male cones, seeds) with an associated taeniopterid leaf.

In the Castilian Branch, in the same area as the present study, Diéguez *et al.* (2007) described an association of macroflora composed of horsetails, conifers, cordaitales, Majonicaceae and indeterminate plant remains. Moreover Diéguez and López-Gómez (2005) studied a *Dadoxylon* sp. trunk. Part of the material discussed by (Diéguez *et al.*, 2007) is re-discussed also in this chapter while new material has been inserted as well.

Studies on how the Permian–Triassic crisis affected plants communities have allowed to propose a heterochronous and gradual change from opportunistic groups such as lycophytes and ferns to seed ferns and conifers (Retallack, 1995; Benton and Twitchett, 2003), with a “transitional” flora that occurred between the palaeophytic to the mesophytic floras (Willis and McElwain, 2014). In Europe, studies on Triassic plants have suggested an Early Triassic stage with a *Pleuromeia*-dominated flora, followed by a recovery interval with the resurgence of conifers (equatorial forests) during the Middle Triassic. This recovery interval ended in the late Anisian, when a highly diversified flora was re-established (Grauvogel-Stamm and Ash, 2005; Kustatscher *et al.*, 2010). This reconstruction has been discussed again because of the discovery of a well-diversified late Early Triassic flora from Germany with a mixed flora of *Pleuromeia*, ferns, horsetails and conifers (Kustatscher *et al.*, 2014). Due to the poor and scarce preservation of plant fossils in the first sediments after the end-Permian crisis, some aspects of Early Triassic plant communities are still poorly understood, such as the extent of this crisis on species and group levels and the time constraints of the recovery phases. Most data are nowadays based on palynomorphs. While there seems to be agreement that the Permian-Triassic (P-T) boundary is characterized by a spore peak with a very low diversity (Looy *et al.*, 1999; Hochuli *et al.*, 2010a, b), the time constraint and dynamics of the biotic recovery are still very much debated.

On the Iberian Peninsula, except for some undetermined plant debris, the Triassic plant remains belong to the Anisian (Almera, 1909; Schmidt, 1937; Boulouard and Viallard, 1982; Arribas, 1984; Calzada, 1987; Doubinger *et al.*, 1990; Díez *et al.*, 1996; Díez *et al.*, 2007; Díez *et al.*, 2010). The so-far best-preserved plant remains have been found in the Aragonian Branch of the Iberian Range (Rodanas section) (Díez *et al.*, 2010). The flora is dominated by conifers (*Voltzia*, *Albertia*, *Yuccites*, *Willsiostrobus*, *Darneya*), while remains of horsetails (*Equisetites*) and *Cycadocarpidium*-like cones are rare. This

flora shows a similarity to the early Anisian flora of the Grès à Voltzia Fm in the northern Vosges, NE France (Díez *et al.*, 1996).

Considering the open question regarding the recovery time of the plant remains and the palaeoenvironmental changes after the end-Permian mass extinction, any new findings of well-exposed sections yielding plant remains will shed new light on this topic.

4.3.2. Material and methods

In the studied sections one of the last plant associations before the Permian-Triassic Boundary and one of the largest associations of plant remains for the early Anisian (Middle Triassic) of the Iberian Peninsula have been collected. Each horizon was examined in a vertical and lateral (spatial) context for plant-fossil assemblages. Although these remains are poorly preserved and generally represented by stem fragments, there are a few exceptions in which the preservation is sufficient for identification.

The plant remains have been studied together with the sedimentological characteristics (described in chapter 3.3) of the fossiliferous levels, to permit taphonomic interpretations for the plant remains and enable hypotheses on the palaeoenvironment.

The taphonomic study follows the criteria of Krassilov (1975), as modified by Allen and Gastaldo (2006) and included thickness of the plant-bearing unit, relationships between plant material and sediments, arrangement of axes in sediment (prostrate or erect, flat-lying or dispersed three-dimensionally), aggregation of assemblages (concentrated or dispersed), size of the remains (heteromeric versus isomeric), ordered (plants have a “dynamic” orientation; e.g., parallel arrangement) versus disordered (plants are oriented randomly on bedding planes), concentration of debris, and mode of preservation.

Measurements were taken using Adobe Photoshop, and angles were measured with ImageJ. The angles between plants at each level were plotted and analysed statistically (Bateman, 1999) using Oriana v. 2.02 (Kovach Computing).

4.3.3 Permian macroflora

The Permian macroflora studied has been collected in the Alcotas Fm (Fig. 4.3.2), as discussed above. The Alcotas Fm shows a transitional base on the Boniches Fm or it may lay unconformably on the variscan basement, and it is covered unconformably by Triassic rocks, so the Permian–Triassic boundary is not preserved in the study area

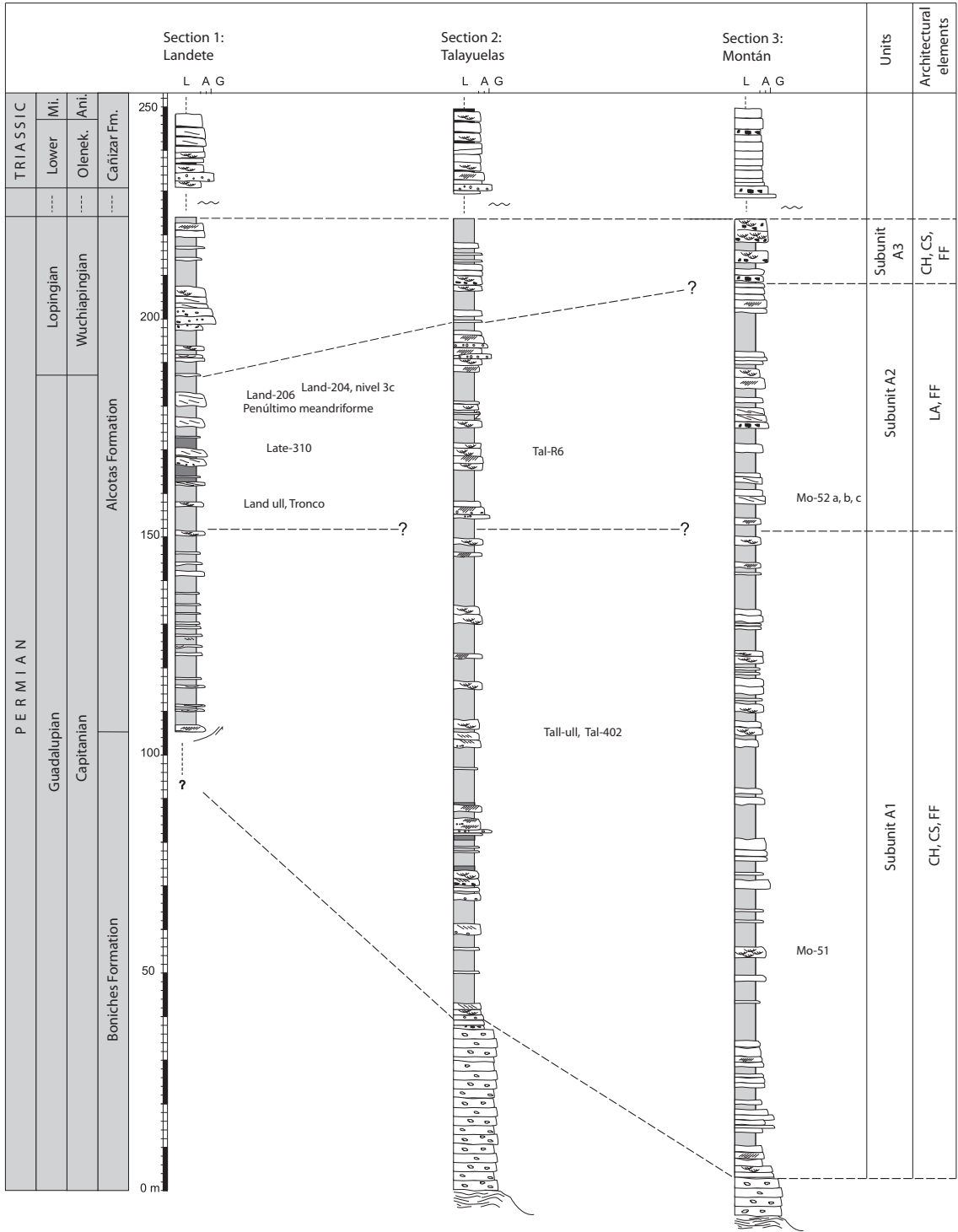


Fig. 4.3.2. Permian studied stratigraphy sections and location of the fossil macroflora samples (e.g., Late-310, Mo-52). Dominant lithologies are muds and silts (black) and sandstones (white). See Fig. 4.3.1 for the location of the sections.

(chapter 3.1). This formation has been dated as later Capitanian-early Lopingian (chapter 3.2; Arche and López-Gómez, 2005).

Differences in palaeosols, coal beds, palynological assemblages, macrofloras, mineralogy and sedimentary structures allow divide the Alcotas Fm into three parts (De la Horra *et al.*, 2008), referred as A1 to A3 from base to top, respectively (Fig. 4.3.2).

4.3.3.1. Plant assemblages

Landete section

About 85 plant macroremains were collected from the subunit A2 of the Landete section. Most abundant plant remains are casts or impressions of indeterminable stem fragments. These impressions or stem fragments are up to 13.2 cm long and 9.9 cm wide (e.g., Land-204g, Land-204h, Land204i, Land-204j).

At the base of subunit A2, a well-preserved fossilised trunk of 6.2 m length and 1.1 m width was found (Diéguez and López-Gómez, 2005). The anatomical studies by Diéguez and López-Gómez (2005) attributed the fossil to the genus *Dadoxylon* Endlicher 1847, identifying it as conifer wood similar to those of the present-day *Araucaria brasiliana* A. Rich 1822 (Araucariaceae).

A shoot fragment of *Ullmania* Goeppert 1850 was also collected from the base of subunit A2 (Land ull. Fig. 4.3.3a). The fragment is 65 mm long and 38 mm wide. From the axis of 65-18 mm width arise at an acute angle lanceolate leaves of 17 mm length and 1–0.5 mm width with a pointed apex.

Vegetative shoots and silicified trunks of putative Majonicaceae were also recorded near the top of subunit A2 (Diéguez *et al.*, 2007); unfortunately the only specimen available today (Land-206. Fig. 4.3.3e) is a badly preserved wood fragment of 16.5 cm length and 9.3 cm width. Due to the preservation of the material it is only possible to attribute it to the conifers but not to any specific species.

At the top of subunit A2, some conifer shoot of *Pseudovoltzia liebeana* (Geinitz) Florin 1927 were found (e.g., Lan-204f. Fig. 4.3.3d). The most complete shoot fragment is 73 mm long and 21 mm wide. The axis is about 7 mm wide. The elongate leaves are never completely preserved. The fragments are 9–18 mm long and 1.5–3mm wide. This level yielded also various leaf fragments (Land-204 Tej.) of 6–2 mm length and 1.4–0.7 mm width as well as not better identifiable stem fragments.

On a very fine-grained rock sample of subunit A2, some dispersed slightly lanceolate

leaves were analysed for cuticles. The cuticles are badly and fragmentarily preserved. The leaves are amphotomatic. The epidermal cells are polygonal, isodiametric to rectangular. The anticlinal walls are pronounced even if the material is badly preserved. The stomata are haplocheilic, monocyclic and arranged in irregular rows. The stomatal pit is extensive and slightly oval. The stomatal pit is surrounded by 5–8 heavily cutinized epidermal cells, which are slightly smaller than the epidermal cells. Although the preservation of the cuticle is bad, this is however the first cuticle yielded by Permian sediments in Spain and



Fig. 4.3.3. Plant remains. (a) *Ullmannia* Goeppert 1850. (b) *Dicranophyllum* Grand'Eury 1877. (c) Fragment of conifer stem. (d) *Pseudovoltzia liebeana* (Geinitz) Florin 1927. (e) Putative *Majonicaceae*. (f) Fragment of conifer stem.

permits us to confirm that the conifer shoots belong to *Ullmania*.

In the neighboring area of Chelva, a 40 cm thick coal level was described in subunit A2 by Diéguez and López-Gómez (2005) and De la Horra (2008). It is important as there are not coal levels until the Middle Triassic in the Iberian Peninsula, a fact global scale described by other authors (Retallack, 1995; Erwin, 2006, among others) as main characteristic of the Permian-Triassic crisis.

Talayuelas section

18 plant remains have been found in the subunits A1 and A2 at the Talayuelas section. Most plant remains are indeterminable stem fragments. The size of these fragments varies between 18–20 x 9.4–6 cm in the subunit A1 (e.g., Tal-402b, Tal-402c, Tal-402d). In unit A2 the fragments are smaller and are 1.1–5.8 cm long and 1–0.4 cm wide.

In the subunit A1 two big conifer stems attached to the same rock slap have also been found and thus, probably, burrowed during the same event. The first fragment is 32.9 cm long and 3.4–8.1 cm wide with a thickened basal part (Tal-402aR, Fig. 4.3.3c). The second fragment is 11.3 long and 2.8–8.8 cm wide (Tal-402aV, Fig. 4.3.3f). The general shape of the former fragment with the thickened basal part resembles a *Chaloneria*/*Pleuromeia*-type of structure where the stem enlarges basally giving origin to a bulbouse corm. Unfortunately the surface is not well enough preserved to show the characteristic leaf traces and thus an attribution to the lycophytes is still questionable. The latter stem fragment shows a typical conifer structure although the preservation is not well enough to attribute it to any genus.

Montán section

The plant remains were found in the Montán section both in subunit A1 and A2. Five plant remains have been found in the subunit A1, but only one has been classified and attributed putatively to the genus *Dicranophyllum* Grand'Eury 1877 (Mo-51, Fig. 4.3.3b). The plant remain is 85 cm long and 72 cm wide. It is composed of several long and narrow acicular leaf fragments (54–28 x 1–4.7 mm). The leaves have a characteristic central vein. Because of their orientation it is highly possible that the leaves were attached to the same axis, although the latter is not preserved.

Other plant remains cannot be identified in subunit A1; they are 36–44 mm long

and 0.7–9.6mm wide.

Eight plant remains were collected from subunit A2. Two shoot fragment (Mo-52a, MO-52c) can be assigned to conifers; they could possibly belong to *Ullmania*. The fragments are up to 78 mm long and 32 mm wide. Unfortunately the preservation is not well enough for any certain determination. In this level a stem fragment of 17.5 cm length and 2–4.3 cm width (Mo-52b) was also found, as well as undeterminable plant remains 10–19 mm long and 19–1 mm wide (Mo-52c).

4.3.3.2. Taphonomy

The plant remains of the Alcotas Fm occur in both channel- and floodplain-related deposits. An important aspect of their presence is the relation of the sedimentological (for more detailed information on facies and architectural elements see chapter 3.3) and taphonomical processes that contributed to their preservation.

Subunit A1

The number of plant remains per level is very low in subunit A1. Plant remains were only found in the Talayuelas and Montán sections, and only in the architectural element CH (channel deposits) and CS (crevasse splay deposits) respectively (Table 4.3.1). Most of these remains are very poorly preserved, making identification impossible.

The larger plant fragments are associated with sandstones with trough cross-stratification in the architectural elements CH, and they are mostly located at the base of the channel. At the bases we found also larger fragments of silicified trunks. Unfortunately the surfaces of the specimens are not well enough preserved to show characteristic leaf traces. On the top of the channels refill, impressions of smaller and highly fragmented

Table 4.3.1. Relationship of Permian plant-remains with the architectural elements, subunits and the localities in which they were found.

	Landete			Talayuelas			Montán		
	A1	A2	A3	A1	A2	A3	A1	A2	A3
	Architectural elements CH, CS	Architectural element LA	Architectural elements CH, CS	Architectural elements CH, CS	Architectural element LA	Architectural elements CH, CS	Architectural elements CH, CS	Architectural element LA	Architectural elements CH, CS
<i>Dadoxylon</i>		1							
<i>Ullmannia</i>		2						2?	
<i>Pseudovoltzia liebeana</i>		3							
<i>Dicranophyllum</i>							1		
Conifer indet		1		2				1	
Stem fragments		78		8	8		4	5	

plant remains are also preserved. They are up 44–36 mm long and 9.6–0.7 mm wide (Fig. 4.3.4). These specimens cannot be identified. The 10 plant remains found in this architectural element have a maximum size of 32.9 cm long and 10 cm wide, and have a minimum of 19.1 x 0.9 cm (Fig. 4.3.4).

In the architectural element CS (crevasse splay) only 5 small fragments and impressions of plant remains were found at the top of this architectural element (Table 4.3.1). The plant remains have a maximum size of 8.5 x 4.7 cm and a minimum of 13 x 0.9 mm (Fig. 4.3.4).

The best-preserved fragment (Mo-51; Fig. 4.3.3b) has been found in massive mudstones or fine-grained sandstones. It is a fragment of *Dicranophyllum*. The orientation of the plant remains in this subunit is parallel to bedding, and the angles with one another vary between 0° and 80°. 44% of these angles ranging from 0° to 10°, so the

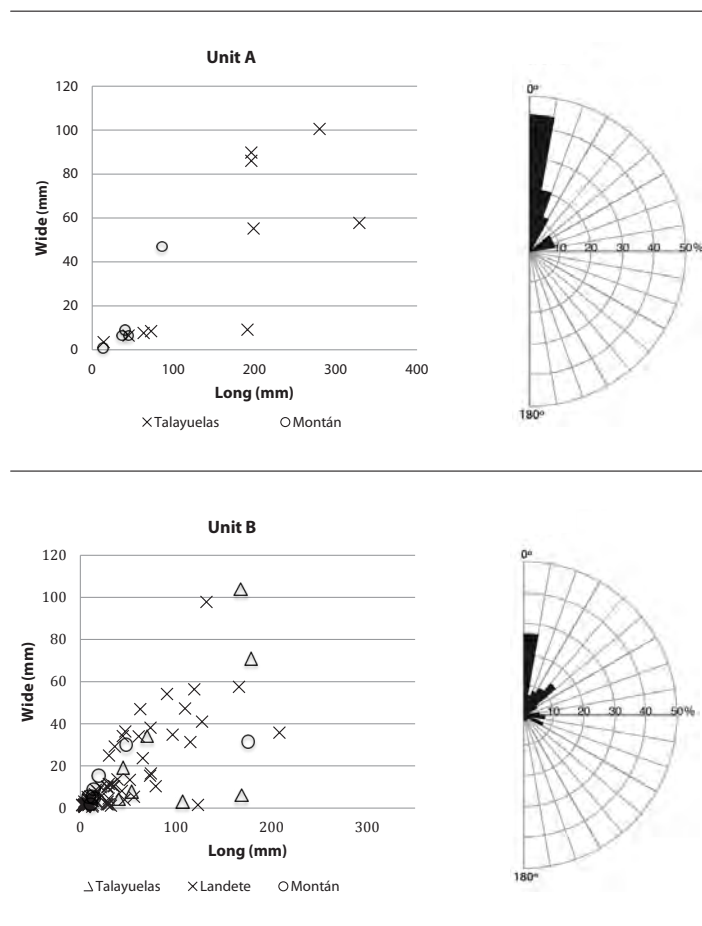


Fig. 4.3.4. Diagrams of the dimensions, long and width, of plant remains found in the different Permian subunits and sections (plant remains in the subunit A1=15, B1=102). And rose diagrams of the angles between plants (0° and 180° parallel plants and 90° perpendicular plants) at the same subunit, at the 95% confidence interval calculated using Oriana v. 2.02.

plants have a predominant orientation (Fig. 4.3.4). Most of these angles belong to plant remains found at the base of the channel, while on the top no preferred orientation has been observed.

Subunit A2

A significant increase in diversity and population density is evident in subunit A2 (Table 4.3.1).

The plant remains have been found in the architectural element LA (lateral accretion). These plant remains correspond to silicified conifer trunk fragments, some of them being highly coalified, and casts or impressions of plant remains. Most plant fragments are however indeterminable stem fragments of up to 13.2 cm length and 9.9 cm width (minimum 2.1 x 1.5 mm). At the top of the architectural elements LA, in massive mudstones or fine-grained sandstones, well-preserved leaves impressions and cuticles have also been found and analyzed.

In this subunit the plant remains are of smaller size than in the previous subunit. The larger plant remains are at the base of the architectural element LA (Fig. 4.3.4) in organic-rich sediments or in reactivation surfaces. The smaller remains are at the top of these architectural elements and often associated with massive mudstones or fine-grained sandstones.

The plant remains are preserved parallel to bedding and 26.7% of the angles between two remains have values between 0° and 10° (Fig. 4.3.4). This indicates that they have a predominant direction, although not as marked as in the previous subunit. As previously stated, in this subunit a very well-preserved silicified trunk that was described by Diéguez and López-Gómez (1999, 2005). Detailed petrographical study of this trunk reveals different decay processes related to fungal activity. These processes include the destruction of lignin, indicating the activity of saprophytic fungi (Diéguez and López-Gómez, 2005), an interaction previously described for the Permian of Antarctica (Stubblefield and Taylor, 1988). Fossil diagenesis processes indicate early dissolution-precipitation reactions and different stages of recrystallization (Diéguez and López-Gómez, 2005).

Subunit A3

No plants remains have been recorded in this subunit within the study area.

4.3.3.3. Discussion

The distribution of the plant remains in the various architectural elements indicates that all plant assemblages are allochthonous. The quality of preservation, degree of fragmentation, and arrangement of axes are all characteristic of transported plant assemblages (Bateman, 1991; Behrensmeyer and Hook, 1992; Gastaldo *et al.*, 1995, 2005).

In most cases plant fragments are scattered within the matrix with a preferred orientation, although fragments are observed oriented generally in all directions. This suggests that individuals were disarticulated before transport and deposition. Furthermore, the orientation of the plant material is parallel to bedding. If plants were buried in place, plant material would be expected to be concentrated at the contacts of an organic-rich horizon with downward projecting roots anchoring them in place. Additionally, some plants are preserved as casts. Hence, axes underwent decay and hollowing, and subsequently were infilled with coarse silt and mud (Gastaldo *et al.*, 1989). Decay is consistent with deposition in channels and overbank deposits (Kosters, 1989; Alexander *et al.*, 1999). Plant debris introduced from the flood-plain would be entrained directly into the floodwaters and incorporated into the suspended load of the channel. Following decay, axes settled to the bedload and the hollow void was infilled by migrating bedload sediment (Degges and Gastaldo, 1989). Under high-discharge conditions, these small sediment-filled axes could be re-entrained and transported into overbank settings.

The presence of barren siliciclastic intervals between each plant-bearing horizon is another evidence that the plants were not *in situ*. Allen and Gastaldo (2006) interpreted the presence of barren intervals above and below each assemblage, in which wave and tidally modified primary structures are preserved, as an indication of transport before emplacement.

The plant-bearing levels are laterally continuous over several meters. Plant assemblages are dominated by axial components deposited within both channels and overbank settings during high-flow events. Larger plant fragments occur at the base of the assemblages (in the architectural elements LA and CH), and decrease in size upwards. In all architectural elements there are very fragmented plant remains, which indicate a medium-long transport and/or a long period of residence in water.

Palaeoenvironmental reconstruction

Although plant remains are allochthonous, differences in plant associations of the three subunits of the Alcotas Fm can be observed, as well as in the sedimentological and pedogenic features.

The subunit A1 has typical sedimentological characteristics of braided fluvial systems (chapter 3.3). These rivers had a high ratio of avulsion, as there are abundant channels with different orientation into the floodplains. The channels were small and shallow, but with important periodical reactivations and energy stages that could mobilize larger plant remains. Because of these reactivation stages in the architectural element CH, the plant remains found correspond to the toughest plant parts with a higher fossilization potential, such as trunks and branches; however, even those are poorly preserved and difficult to identify.

At the top of this subunit, we found typical crevasse splay deposits, with poorly preserved plant remains on the top of the channels. Plant remains are smaller because they are associated with flood stages of rivers, but they are often better preserved within these fine sediments. The plant remains of this subunit are scarce and poorly diversified. Conifer stems were distinguished as well as a putative *Dicranophyllum*. The fact that only conifers and a possible *Dicranophyllum* were found may be due to an arid climate in which only these plants could grow, or might be due to taphonomic selection or a combination of both.

In subunit A2 occurs gradually, yet rapidly, a transition from sandy braided fluvial systems to high sinuosity fluvial systems (chapter 3.3). These rivers carry more water volume than those of subunit A1, allowing the transport of larger plant remains. Silicified and coalified trunks and wood fragments also appear at the base of some of the sandstone bodies. Furthermore, at the top of these bodies, the plant remains are well preserved with leave impressions and cuticles.

Channel sandstone bodies show lateral accretion and reactivation surfaces that point to a marked seasonality in flow (Puigdefabregas, 1973; Bridge, 1984; López-Gómez, 1985; Ashmore, 1991). The banks were probably vegetated by tree-like plants, sometimes uprooted and transported downhill. As is the case of the above described large trunk found in Landete.

A significant increase in plant population diversity is evident in the subunit A2. Plant remains of conifers (*Dadoxylon*, *Ullmania*, *Pseudovoltzia liebeana*) and also some sphenophytes stem fragments have been found (Table 4.3.1). Moreover, in this subunit

there are some layers with carbonaceous shales and coal flakes, which indicate humid environment (Smith, 1995; Ward *et al.*, 2000; Miall and Jones, 2003; Smith and Botha, 2005). Although they are rare and thin, these are the last coal deposits observed in Iberian Ranges before the Permian-Triassic boundary and until the Middle Triassic. This is particularly of interest considering the coal gap postulated by Retallack *et al.* (1996) because of the end-Permian mass extinction.

All these features of subunit A2 indicate that it was deposited under humid climatic conditions with riparian vegetation, represented by plants living near the water body (lake or river). The vegetation around the water bodies is composed of sphenophytes. Slightly farther from the banks, the vegetation of the lowlands is characterised by drier conditions where various species of conifers such as *Ullmania* and *Pseudovoltzia liebeana* and perhaps *Majonicaceae* (Fig. 4.3.5) grew. These trees were also very high as the stem of *Dadoxylon* demonstrates (its present size is 6.2 m long, 1.1 m in diameter).

The subunit A3 is marked by another change in fluvial style (chapter 3.3). It has been interpreted as a distal, very low energy sandy braided river systems with a high avulsion rate and marked seasonality. In this subunit no macro- or microflora nor coal and palaeosols have been found.

Theoretically, a climate change control of the fluvial style could also change the plant taphonomic character. However, the sedimentological characteristics of the subunit A3 are comparable to subunit A1 of the Alcotas Fm, where plant remains have been recovered. The absence of organic remains, including coal levels, cannot be explained by sedimentological reasons alone. Moreover, the return of the braided systems in the subunit A3 does not correspond to a drastic change in the climate and, in fact, this change in the fluvial style was probably related to a rapid dieback of the floodplain vegetation. Episodes of extensive plant die-off have been proposed as the main cause of the vertical transition from high-sinuosity rivers to sandy braided river systems during the Permian-Triassic transition in the Karoo Basin, South Africa (Smith, 1995; Ward *et al.*, 2000), Australia (Retallack *et al.*, 2011), and Antarctica (Retallack *et al.*, 2007). A dieback of vegetation also has direct consequences for the preservation and type of palaeosols. The subunit A3 preserves only a few very weakly developed palaeosols in the upper part of the Alcotas Fm in the western zone of the basin (De la Horra *et al.*, 2012).

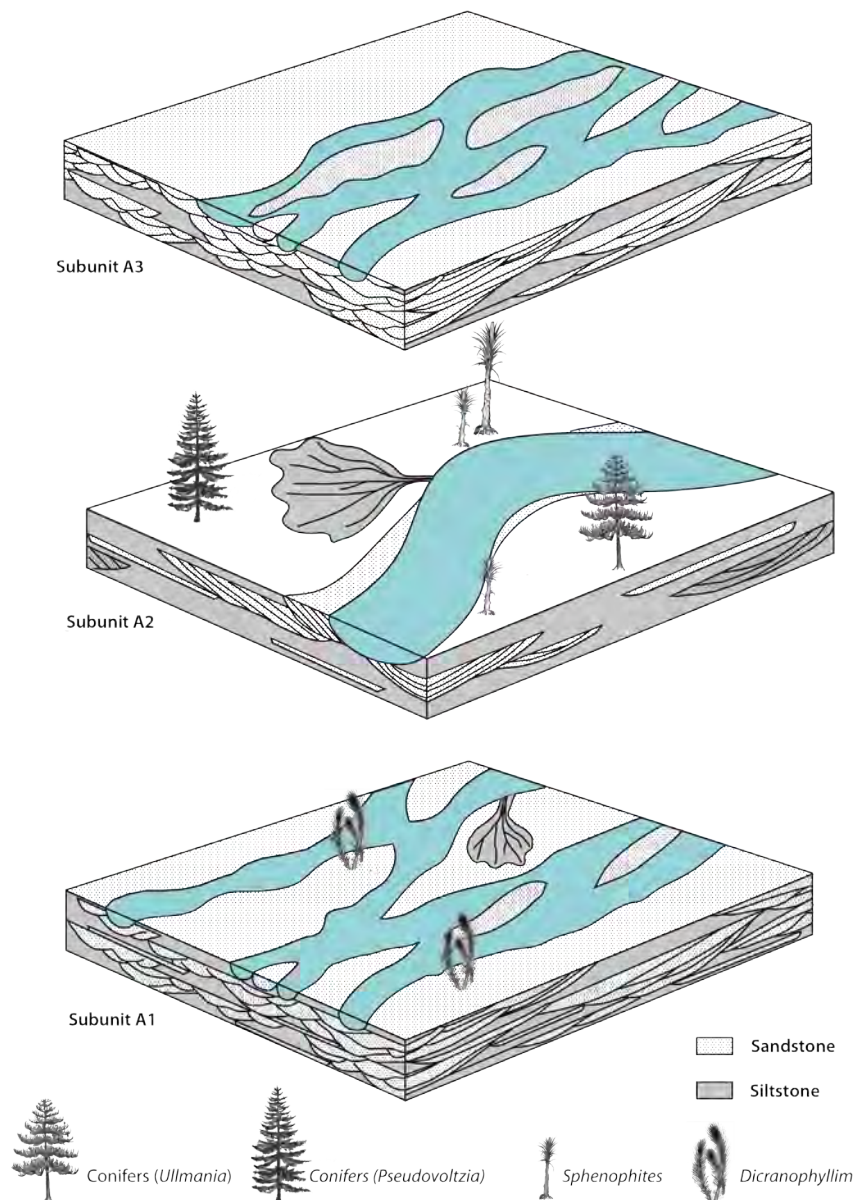


Fig. 4.3.5. Palaeoenvironmental reconstruction from sedimentology and plant remains of the subunits of Alcotas Fm (for more information, see Table 4.3.1).

Comparison with palynological data of the same area

In the late Permian of the Iberian Peninsula and the Balearic Islands there are more palynological studies than those based on macroflora. In the Iberian Range, different authors (Boulouard and Viallard, 1971; Ramos and Doubinger, 1979; Doubinger *et al.*, 1990; Álvarez-Ramis *et al.*, 1995; Sopeña *et al.*, 1995) have described pollen of conifers (Voltziales, Emporiaceae, Majonicaceae, Utrechtiaceae), Vojnovskyales (*Kuznetskia*), Cordaitales (*Pechorostrobus*), Glossopteridales (e.g., *Arberiella*, *Pterygospermum*), Peltaspermales (e.g., *Permotheca*, *Salpingocarpus*, *Tatarina*) and Callistophytales (*Callospermation*, *Idanotkekion*) (Table 4.3.2). These conifer pollen associations are

Table 4.3.2: Thüringian palynological data compilation of the Iberian Range.

Section	Palynology	Authors
Castilian Branch. Landete. “Thüringian” age.	<i>Leueckisporites</i> , <i>Taeniaesporites</i> , <i>noviaulensis</i> , <i>leueckisporites</i> , <i>Limitisporites</i> , <i>Pilasporites</i> , <i>Nuskoisporites</i> , <i>Jugasporites</i> , <i>Vesicapora</i> , <i>Platysaccus</i> .	Boulouard and Viallard (1971)
Castilian Branch. Molina de Aragón. “Thüringian” age.	<i>Lueckisporites virkkiae</i> , 53%; <i>Falcisporites</i> <i>schaubergeri</i> , 14%; <i>Nuskoisporites dulhuntyi</i> , 8%, <i>Punctatisporites</i> , <i>Endosporites</i> , <i>Trizonaesporites</i> , <i>Cordaitina</i> , <i>Paravesicasporites</i> , <i>Jugasporites</i> , <i>Protohaploxypinus</i> , <i>Striatopodocarpidites</i> , <i>Gardenasporites</i> , <i>Bisaccates</i> , <i>Cycadopites</i> .	Ramos and Doubinger (1979)
Castilian Branch. Boniches and Alcotas Fm.	<i>Nuskoisporites</i> , <i>Lueckisporites</i> , <i>Paravesicaspora</i> .	Doubinger et al. (1990)
Castilian Branch. Garaballa. Alcotas Fm.	<i>Lueckisporites virkkiae</i> , <i>Nuskoisporites</i> <i>dulhuntyi</i> , <i>Playfordia crenulata</i> , <i>Trizonaesporites grandis</i>	López-Gómez and Arche (1994)
Castilian Branch. Landete, Alcotas Fm.	<i>Crucisaccites</i> , <i>Endosporites</i> , <i>Klausipollenites</i> , <i>Nuskoisporites</i> , <i>Corasiccites</i> , <i>Jugasporites</i> , <i>Lueckisporites</i> , <i>Paravesicasporites</i> , <i>Playfordia</i> .	López-Gómez et al. (1994)
Castilian Branch. Minas de Henarejos (Cuenca). Alcotas Fm.	<i>Lundbladisporites</i> , <i>Converrucosisporites</i> , <i>Corasiccites</i> , <i>Jugasporites</i> , <i>Lueckisporites</i> , <i>Nuskoisporites</i> , <i>Paravesicasporites</i> , <i>Protohaploxypinus</i> .	López-Gómez and Arche (1994)
Castilian Branch. Rillo de Gallo. Hoz de Gallo Fm.	<i>Lueckisporites virkkiae</i> : 52%, <i>Falcisporites</i> <i>schaubergeri</i> : 15%, <i>Nuskoisporites dulhuntyi</i> : 8 %, Others: 25%	Sopeña et al. (1995)
Castilian Branch. Sigüenza, “Thüringian” age.	Bisiccate 83% (striés 30%, <i>Lueckisporites</i>) 22%, bisiccate diverses non striés 31%), <i>Vittatina</i> 7%, Spores trilètes 5%, <i>Nusloisporites</i> 4%, Monocolpates et alètes 1%.	Sopeña et al. (1995)
Castilian Branch. Cerro de la Noguera (Ayora). Alcotas Fm.	<i>Dictyotriletes</i> , <i>Lueckisporites</i> .	Arche et al. (1995)

dominant in the palynological assemblages described by these authors and were considered as the typical “Thüringian associations”.

Diéguez and Barrón (2005) conducted a study in some of the sections above described and established different stages in the vegetation dynamics of the Alcotas Fm. The association found in subunit A1 corresponds to a low-density forest, with scattered trees and a very poor shrubland vegetation, like the macroflora described in this paper.

The lower part of subunit A2 shows an increase in diversity and population density, as well as an increase in lycopsids, interpreted as an indicator of the expansion of the humid environments. A decrease of the herbaceous vegetation (lycopsids and ferns) is recorded in the upper part of subunit A2, although a dense conifer forest is still present. This increased diversity in subunit A2 is also observed in the plant remains collected in this work, in which we found the largest number of plant remains (102) and the highest diversity in subunit A2. Diéguez and Barrón (2005) observed that the association at the top of subunit A2 records an important drop in the diversity of taxa. They indicate the absence of transitional floras between the lower and upper part of subunit A2, and a profound dieback of taxa that ranges from 35% to 67% depending on the group, identifying that stratigraphic interval shows at least a local biotic crisis.

After different studies, the subunit A3 did not yield any pollen up to now, and plant macroremains are also missing. The pollen data further corroborates the fact that the missing plant remains in this subunit are not just due to taphonomic reasons but also due to the lack of plants in the area or impossibility of the sediments to preserve plants. Therefore, in the subunit A3 a biotic crisis occurred, at least locally. In Iberia, there are not plant macro- or micro-remains until the Anisian.

Comparison with other flora associations

Lopingian flora of the Zechstein Basin is dominated by conifers including two of the most characteristic elements as *Ullmannia* and *Pseudovoltzia*. However, the conifers of the Zechstein are much more diversified than the ones in Spain, including also *Quadrocladus* and *Culmitzschia* etc. (Uhl and Kerp, 2002). Additionally, the Zechstein flora contains also ferns, seed ferns, ginkgophytes and putative cycadophytes (Haubold and Schaumberg, 1985; Schweitzer, 1986; Uhl and Kerp, 2002) not described in the Spanish flora. On the other hand, in Germany, *Dicranophyllum* is well known from the Rotliegend (Remy and Remy, 1958; Barthel and Noll, 1999; Barthel, 2007), but not from the Lopingian. A similar situation occurs when comparing the Spanish flora with the one of the Southern

Alps. Also the conifers are more diversified but in the Alpine Area *Ullmannia* has not been described and *Pseudovoltzia* occurs only putatively. In the Alpine Area the typical conifers are *Ortiseia*, *Quadrocladus*, *Majonica* and *Dolomitia* (e.g., Clement-Westerhof, 1984, 1987, 1988). As in the German Zechstein, in the Alps seed ferns, ginkgophytes, and taeniopterid leaves are important elements (Clement-Westerhof, 1984; 1987; 1988; Visscher *et al.*, 2001; Kustatscher *et al.*, 2012). Differently from the German Zechstein, some putative Dicranophyllum-like leaves have been recently described in the Southern Alps (Kustatscher *et al.*, 2012). Contrary to the marine Zechstein basin, fluvial continental environments characterized both the Southern Alps and the Iberian Ranges during Capitanian-Lopingian times. At this point the unresolved question is: why is the plant diversity of the Iberian Range and the Southern Alps so different considering the fact that the environments are so similar? Is it possible that it is just a collecting bias, because the right outcrop with the ideal conditions for the plant preservation as the one in the Bletterbach section (see Kustatscher *et al.*, 2012) just has not been found yet?

4.3.4. Triassic macroflora

The first well preserved Triassic plant macro-remains after the Permian-Triassic crisis appear in the Eslida Fm (Fig. 4.3.6). This formation normally lays with a hiatus on the Cañizar Fm, and its upper part is transitional with the Marines Fm (Röt facies).

In the Eslida Fm, six subunits representing main sedimentary sequences can be identified (Fig. 4.3.6; Arche and López-Gómez, 1999a). These sequences are probably related to different tectonic and climatic pulses that can be followed through the whole basin (López-Gómez and Arche, 1993a; Arche and López-Gómez, 1999a).

The base of the Cedrillas and Corbalán sections is faulted, and the Cañizar and the lower part of the Eslida Fm are not represented. The base is similar in the Montán and Gátova sections for the Eslida Fm; however, the Cañizar Fm is wholly represented, and its subunits can be distinguished and correlated. In the latter sections, the subunits of the Eslida Fm are less developed than in the Corbalán section because the Gátova–Montán sector was located nearer the basin boundary. The Eslida Fm has been dated by pollen and spores as early Anisian (Aegean–Bithynian; chapter 3.2; Arche and López-Gómez, 1999a; Juncal *et al.*, 2017).

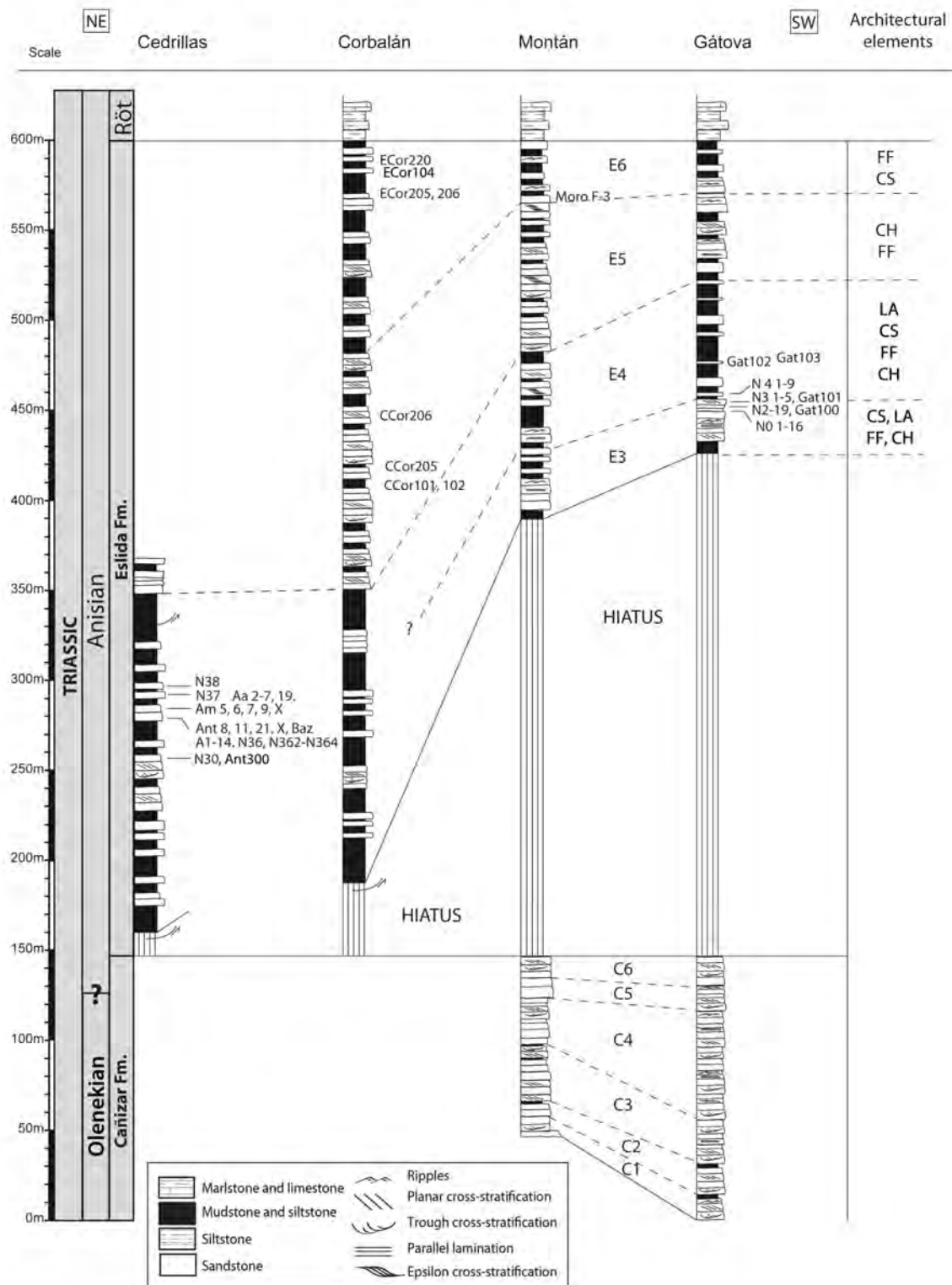


Fig. 4.3.6. Triassic studied stratigraphy sections and location of the fossil macroflora samples (e.g., N38, CCor206). See Fig. 4.3.1 for the location of the sections.

4.3.4.1. Plant assemblages

Cedrillas section

Most macroplant remains at the Cedrillas section correspond to casts or impressions of the vascular bundles of sphenophytes. The stem fragments are up to 22 cm long and 7 cm wide and show clear nodes and impressions of vascular bundles (e.g., N37a, N362, N38a, N36, N38b; Fig. 4.3.7f). The leaf sheets are not preserved, as it is typical in one of the most common sphenophyte taxa of the Buntsandstein, *Equisetites mougeotii* Brongniart 1828, based on impressions of thick sphenophyte stems (Brongniart, 1828; Wills, 1910; Grauvogel-Stamm, 1978). Therefore, the axis fragments of the stems found in this section are attributed to *Equisetites mougeotii* as well. Several leaf fragments belong to *Pelourdea vogesiaca* (Schimper et Mougeot) Seward 1917 (N30d, N36h). The lanceolate leaves are up to 170 mm long and 28 mm wide, with a slightly rounded apex and coarse, parallel veins. This taxon is one of the most common conifer taxa of the Middle Triassic of Europe (Schimper and Mougeot, 1844; Wills, 1910; Schlüter and Schmidt, 1927; Grauvogel-Stamm, 1978; Kustatscher and Van Konijnenburg-Van Cittert, 2005; Kustatscher *et al.*, 2012).

Additional conifer remains are represented by impressions of shoot fragments of the *Albertia* and *Voltzia* types. The shoot fragments and isolated leaves of *Albertia latifolia* Schimper and Mougeot 1844 are up to 14 cm long and 2.5 cm wide (N37a, Aa2, Aa5, Fig. 4.3.7c). The lanceolate to ovate leaves (10–15 x 2–6 mm) have a slightly rounded apex and are attached in a loose helix and with a constricted basis to the axis (2 mm). The leaves decrease apically in leaf width and are inserted more closely. The genus *Albertia* is known from the Anisian flora of France (Schimper and Mougeot, 1844; Grauvogel-Stamm, 1978), Spain (Díez *et al.*, 2010) and Italy (Broglia-Loriga *et al.*, 2002) as well from the Ladinian of Germany (Kelber and Hansch, 1995).

A first *Voltzia*-type of conifer is characterized by up to 30-mm-long and 6-mm-wide shoot fragments. The leaves are attached to 1 mm wide axis in width in a close helix. They are distinctively falcate, 1.5–3 mm long and less than 1 mm wide. Even if the fragments are very small and the attachment of the lateral shoots to the primary axis is not preserved, the general morphology of the leaves (delicate, narrow and strongly falcate), suggests an attribution to *Voltzia walchiaeformis* Fliche 1910 (N30c, Fig. 4.3.7k); to confirm this attribution better preserved specimens are needed to be found. *Voltzia walchiaeformis* has been described from the Buntsandstein of France (Fliche, 1910; Grauvogel-Stamm, 1978) and perhaps from the late Anisian of the Dolomites (Broglia-Loriga *et al.*, 2002).

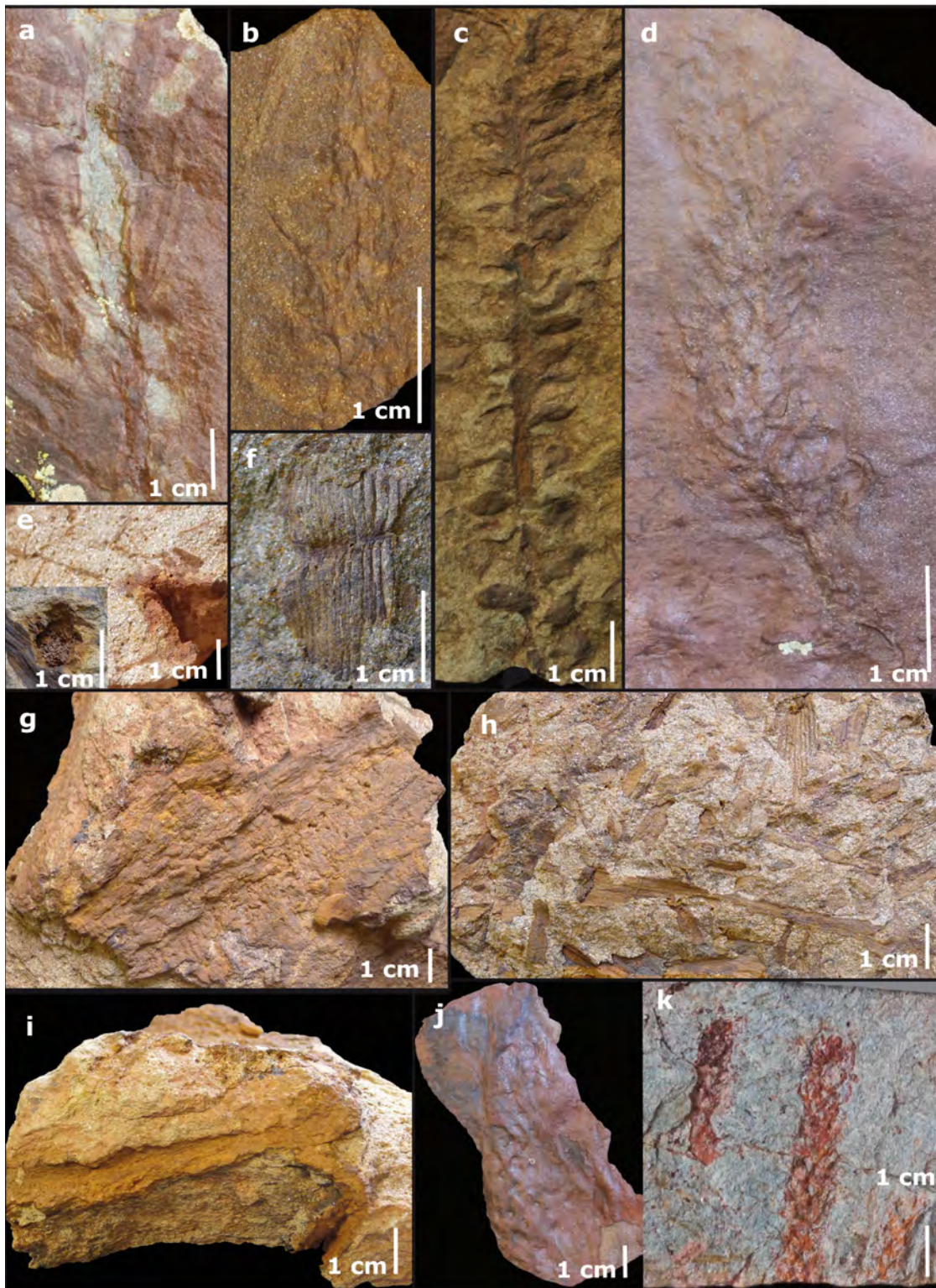


Fig. 4.3.7. Plant remains. (a, b) *Voltzia heterophylla* Brongniart, 1828. (c) *Albertia latifolia* Schimper et Mougeot 1844. (d) Female cone. (e) Three-dimensional hole interpreted as in situ root systems of sphenophytes. (f) Sphenophytes, most likely *Equisetitesmougeotii* Brongniart 1828. (g) Shoot fragment of conifer. (h) Casts or impressions of indeterminate stem fragments and to vascular bundles of sphenophytes. (i) Three-dimensional shoot fragment. The fragment is the same as that in Fig. 4.3.7g. (j) *Pleuromeia sternbergii* (Münster) Corda ex Giebe, 1853. (k) Probable *Voltzia walchiaeformis* Fliche 1910.

Other impressions belong to *Voltzia heterophylla* Brongniart 1828 (Ant 300, N362, N36g, Aa19, Fig. 4.3.7a, b). The shoot fragments are up to 120 mm long and 30 mm wide. From the axis, with a width of 2–3 mm arise, elongated to slightly falcate leaves with a length of 10–16 mm and a width of 1–2 mm and with a pointed apex at an acute angle. Apically, the leaves are elongated and sometimes occur only as a colouring of the sediment (Aa19, Fig. 4.3.7a). *Voltzia heterophylla* is typical for the late Buntsandstein of Germany (Blanckenhorn, 1886; Sander and Gee, 1994) and France (Brongniart, 1828; Schimper and Mougeot, 1844) but has most likely also been found in the Anisian of the Dolomites (Broglia-Loriga *et al.*, 2002).

Scale fragments of obovate shape (11–14 x 9–11 mm) with an elliptical to ovate fertile area (6–10 x 3–6 mm, e.g., N36c, N37a) are also dispersed in the sediment. The preservation is insufficient for any specific attribution, but these scales could well belong to lycophytes such as *Pleuromeia*. Similar fragments have recently been described from the Middle Buntsandstein (Solling Fm) of Germany (Kustatscher *et al.*, 2014). Also dispersed in the sediment there are small root fragments, called in the literature *Radicites* (Kelber and Hansch, 1995; Kustatscher and Van Konijnenburg-van Cittert, 2008).

Corbalán section

The plant assemblage of Corbalán is much less diversified; most remains are represented by small to medium-sized undeterminable stem fragments. So far, only two remains are identifiable.

One fragment is represented by a 52-mm-long and 15-mm-wide female cone (ECOR104, Fig. 4.3.7d). The cone is preserved only as a counterpart of an impression; thus, there is little information regarding the general structure. The ovuliferous complexes are inserted in a close helix on the 3-mm-wide axis; each ovuliferous scale seems to bear one seed of 2–3 mm diameter. The preservation is unfortunately insufficient to determine the morphology of the ovuliferous scales; thus, a generic or specific attribution is not possible.

The second specimen is an impression of a stem fragment 10 cm in length and 5 cm in width (ECOR220, Fig. 4.3.7j). Roundish rootlet traces of 5 x 3 mm are arranged on the stem. This fragment can be putatively attributed to *Pleuromeia sternbergii* (Münster) Corda ex Giebe 1853, the most typical lycophyte of the Early–early Middle Triassic of Europe (Mägdefrau, 1931; Fuchs *et al.*, 1991; Grauvogel-Stamm, 1993; Sander and Gee, 1994; Grauvogel-Stamm, 1999; Grauvogel-Stamm and Lugardon, 2001).

Montán section

The plant remains in Montán section are much scarcer than in the previous two sections. Most of them are indeterminable stem impressions. The stem fragments are up to 47 mm long and 10 mm wide. One specimen shows a roundish structure of 20–25 mm diameter with a central depression of 5 mm that could correspond to a *Peltaspermum*-like ovuliferous structure (e.g., MoroF-3b). The specimen is too badly preserved to permit any certain attribution.

Gátova section

The most abundant plant remains from Gátova correspond to casts or impressions of indeterminate stem fragments and to vascular bundles of sphenophytes. The stem fragments are up to 142 mm long and 40.8 mm wide (e.g., N0-10, N2-4, N3-5, N4-9. Fig. 4.3.7h). The sphenophyte fragments are up to 9 cm long and 4 cm wide and show clear nodes (e.g., N0-1, N0-11, N0-16, N2-10, N3-2. Fig. 4.3.7f). As in the Cedrillas section, the axis fragments could belong to *Equisetites mougeotii* Brongniart 1828 (Brongniart, 1828; Wills, 1910; Grauvogel-Stamm, 1978), although it cannot be excluded that they belong to *Neocalamites* or *Schizoneura* because the stem fragments are in most cases very narrow.

The conifers are represented by impressions of shoot fragments. The thickest shoot fragment is 11.3 cm long and 8.1–4 cm wide and is preserved three-dimensionally in the sediment. Although the rough surface (bark?) is typical to the conifers, it is not possible to determine a genus due to the lack of diagnostic features (N0-6, Fig. 4.3.7g). One of the shoot fragments has poorly preserved leaf impressions, which may correspond to *Albertia* or *Voltzia* (N4-6). The best-preserved specimen of this outcrop most likely belongs to *Albertia latifolia* Schimper and Mougeot 1844 (Gat100-1b). The shoot fragment is 55 mm long and 13 mm wide. The leaves are lanceolate, up to 5 mm long and 0.5 mm wide (although they are partially inserted in the sediment and thus the width is more like the thickness of the leaf) and decrease apically in leaf length and are inserted more closely. The axis is 1.5 mm thick.

Three-dimensional holes are observed in some of the samples (N0-5, Fig. 4.3.7e). These are cylindrical (1.3 cm diameter) and are positioned perpendicular to the channel bed through several layers of sediment. Kelber (1990, p 55–56, text-fig. 96) documented similar structures and interpreted them as *in situ* root systems of sphenophytes. These layers containing root traces were colonized by vegetation at some point and could

represent poorly developed palaeosols.

4.3.4.2. Taphonomy

The plant remains of the Eslida Fm occur in both channel- and floodplain-related deposits. An important aspect of their presence is the relation of the sedimentological (for more detailed information on facies and architectural elements see chapter 3.3) and taphonomical processes that contributed to their preservation. A detailed description of the different architectural elements with plant remains is shown in the following sections.

Architectural element LA (lateral accretion)

In the Cedrillas section (subunits E3 and E4), plant remains were collected with a noticeable difference between the different levels of the section. The plant remains collected from architectural element LA (170 specimens collected in this architectural element) are the largest specimens that have been found. Most specimens are casts or impressions of undeterminable stem fragments (116), but sphenophyte stem fragments are also abundant (45). Several shoot fragments (6) belong to the conifers, of which three could be classified as *Voltzia heterophylla* and one as *Pelourdea vogesiaca*, while two remains could not be assigned to any conifer genus due to the bad preservation. Additionally, there are two scales most likely belonging to a *Pleuromeia*-type of lycophyte and root fragments (Table 4.3.3).

The stem sizes are highly variable; most fragments are small (up to 7 cm x 2.6 cm and 2 mm x 0.7 mm). Nevertheless, in this architectural element larger trunks up to 22.5 cm in length and 8.8 cm in width are found. The average size of the fragments in the LA architectural element is 3 x 1 cm (Fig. 4.3.8). The larger fragments are found at the base of the channels and on the reactivation surfaces, while the smaller fragments are normally located at the top of the architectural elements. At the top of some levels, and associated with finer sediments, impressions of leaves and conifer fragments were also found as well as the putative lycophyte scales.

The plant remains are dispersed in the matrix parallel to the bedding. The angles the plants form to each other vary between 0° and 180°, although some orientation is observed; 33% of these remains are orientated at angles between 0° and 20° (Fig. 4.3.8).

Architectural element CH (channel deposits)

The plant remains found in the Corbalán section are mostly related to the architectural element CH located in subunit E5. This architectural element is characterized by fewer plant fossils than the others. Only 17 plant remains have been collected, and most of them are very poorly preserved stem fragments. Only a poorly preserved female cone has been found (Table 4.3.3).

The stems have a maximum length of 13 cm and width of 5.3 cm (Fig. 4.3.8) and a minimum length of 6 mm and width of 3 mm, with an average of 4.5 x 1.8 cm. The stems are scattered parallel to the bedding without a predominant direction (Fig. 4.3.8). They are preserved generally at the base of the channels and constitute part of the lag deposit related to erosive surfaces. The fact that the plant remains are at the base just above the erosive surfaces of the channels indicates that they were transported during high-energy stages, related to the reactivation of the alluvial system.

Architectural element CS (crevasse splay)

Most of the plant fragments of the Gátova and Montán sections, those of subunit E6 in the Corbalán section and some of the subunits E3 and E4 in the Cedrillas section are related to the architectural element CS. The plant remains (721 fragments collected in this architectural element) are dominated by impressions of indeterminable stems (614 specimens), followed by stem fragments of sphenophytes (92 specimens) and conifer

Table 4.3.3. Relationship of Triassic plant-remains with the architectural elements, subunits and the localities in which they were found.

	Cedrillas		Corbalán		Montán	Gátova
	E3, E4 subunits		E5 subunit	E6 subunit	E6 subunit	E3, E4 subunits
	Architectural element LA	Architectural element CS	Architectural element CH	Architectural element CS	Architectural element CS	Architectural element CS
<i>Voltzia heterophylla</i>	3	3				
<i>Voltzia walchiformis</i>		1				
<i>Voltzia</i> or <i>Albertia</i>						1
<i>Albertia latifolia</i>		5				1
<i>Pelourdea vogesiaca</i>	1	1				
Conifer indet.	2					
<i>Pleuromeia</i>	2			1		
<i>Peltaspermum</i>					1?	
Sphenophytes	45	35				57
Female cone			1			
Stem fragments	116	21	16	1	7	585
<i>Radicites</i> sp.	1					
Roots						1

shoot fragments (11 specimens). Of these, most remains belong to *Albertia latifolia* (6 specimens. Fig. 4.3.7h), followed by *Voltzia heterophylla* (3), *Voltzia walchiformis* (1) *Pelourdea vogesiaca* (1), and one specimen that could be attributed to *Albertia* or *Voltzia*. Furthermore, one specimen could correspond to a *Peltaspermum*, and a fragment can be putatively attributed to *Pleuromeia* (Table 4.3.3).

The plant remains found at the top of these architectural elements are associated with finer sediments and they have the largest number of plant remains per cm². They are scattered in the matrix parallel to the bedding and show a very small orientation

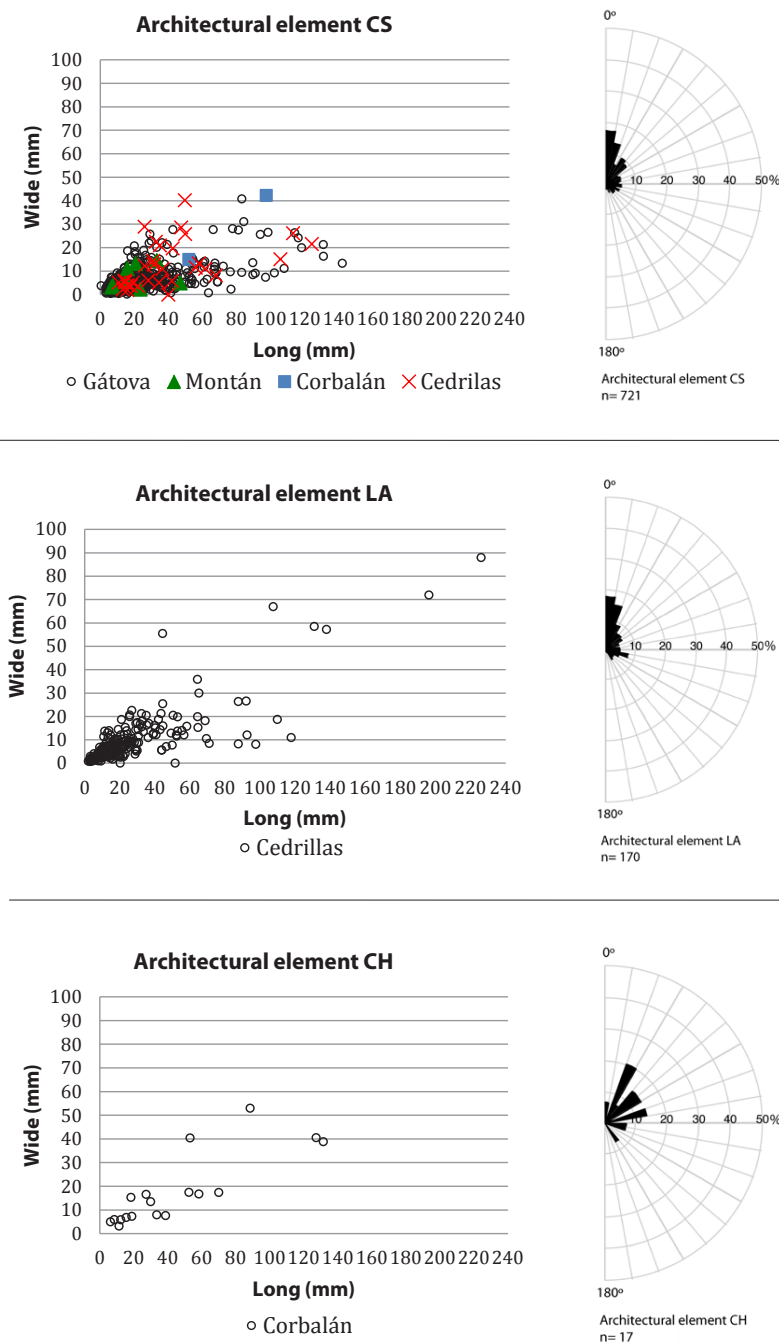


Fig. 4.3.8. Diagrams of the dimensions, long and width, of plant remains found in the different architectural elements and sections (plant remains in the architectural element CS=721, LA=170, CH= 17). And rose diagrams of the angles between plants (0° and 180° parallel plants and 90° perpendicular plants) at the same architectural element, at the 95% confidence interval calculated using Oriana v. 2.02.

because 32.17% of the angles of each plant vary from 0° to 20° (Fig. 4.3.8). The plant remains are the smallest found in the three architectural elements (14.2 x 4.2 cm and 1 mm x 0.5 mm; Fig. 4.3.8). The average of the measurements of these fragments is 2.5 x 0.6 cm. The small size of the plant remains and preservation of leaf impressions, indicate that the transport energy must have been low, thus disallowing the mobilization of larger fragments.

A level with vertically oriented structures was found in this architectural element. It is small in size, positioned perpendicular to the stratification, and passes through several layers of sediment, with a maximum length of 2 cm (Fig. 4.3.7e). These are interpreted as rooting structures, being the only location where possible autochthonous (primary) rooting is observed. In this level, a large shoot fragment (11.3 x 8–4 cm) that is three-dimensionally preserved in the sediment (Figs 4.3.7g, 4.3.7i) has been collected. This level also presents desiccation cracks.

4.3.4.3. Discussion

The plant taphonomic data indicate that almost all of the plant assemblages are allochthonous. The poor quality of preservation, degree of fragmentation, and arrangement of the fragments, normally parallel to the bedding, are characteristic of transported plant assemblages (Bateman, 1991; Behrensmeyer and Hook, 1992; Gastaldo *et al.*, 1995, 2005; Allen and Gastaldo, 2006). However, in some CS elements there is evidence of vegetated surfaces and development of soils: occasionally, root traces are preserved *in situ*, crossing several layers of sediments. Furthermore, a three-dimensional shoot fragment larger than all other plant remains has been found in this architectural element, indicating that this fragment is parautochthonous. Kelber (1990, 1999) and Kelber and Hansch (1995) described similar facies of layers crossed by root traces and interpreted them as a result of the development of several generations of plants. In these cases, the younger generation perforates the “fossils” of the older sediment-covered organic remains (Kelber, 1990), and this could also be the situation observed in the CS facies. On the other hand, the subaerial exposition of some CS elements is evidenced by desiccation cracks. Unfortunately, the vertical relation between the roots and the desiccation cracks cannot be reconstructed.

Roots have also been found in the architectural element LA. Punctually these roots, that were washed in and deposited parallel to the bedding plane, indicating they are not *in situ* but allochthonous.

Most of the plant-bearing horizons are laterally continuous. Plant assemblages are

dominated by stem fragments mobilized within both channels and overbank settings during high-flow events. The orientation of plant material is normally parallel to the bedding.

Larger plant fragments occur at the base of the assemblages in the architectural elements LA and CH and decrease in size upwards. The architectural element LA (Cedrillas section) corresponds to the deepest channels of the Eslida Fm. These channels carried a greater volume of water, thus allowing the transport of the remains of larger plants. On the other hand, in element CH (subunit E5 of the Corbalán section) the active channels would be smaller and shallower, but with important periodical reactivations and energy stages that could mobilize large fragments. Because of these stages in the CH architectural element, the plant remains correspond to the most resistant plant parts that have a greater fossilization potential, such as stems and shoots. The relatively high energy of transport, as well as the general coarse sediment, would explain why the material is poorly preserved and difficult to identify. Conversely, plant remains are better preserved and leaf impressions can be found in the element LA. This is because the plants were trapped in the low-energy shallowest areas, which tend to be abandoned, allowing better preservation.

The plant remains are smaller in the architectural element CS (Gátova, Cedrillas and Montán sections, and subunit E6 of the Corbalán section) because they are associated with flood stages of the fluvial systems, but here the macroflora is preserved slightly better in the fine sediment.

In all architectural elements, the plant remains are highly fragmented and disarticulated, indicating a medium-long transport and/or a long period of residence in water. If plants were buried in place, the plant material would be expected to be much more articulated, even in growing position (upwards stems and downward projecting roots anchoring them in place), and showing a reduced dimensional selection of the fragments in each bedding plane. The fact that the plant remains are allochthonous is also supported by the preservation of plants as casts because the axes underwent a symsedimentary decay followed by an early infilling with coarse silt and mud (Gastaldo *et al.*, 1989). Decay is consistent with deposition in channels and overbank deposits (Kosters, 1989; Alexander *et al.*, 1999). According to Allen and Gastaldo (2006), plant remains of the flood-plain would be swept away by flood waters into the channel. At first they would be transported as a suspended load in the channel, but after decomposition, the axes are transported as bed-load and the empty spaces would be infilled by sediment. Under high-discharge, these small sediment-filled axes could be re-entrained and transported to the overflow lobes and flood plain.

Palaeoenvironmental reconstruction

In the architectural elements CS and LA of subunits E3 and E4, sphenophyte fragments (most likely *Equisetites*) and conifers (*Voltzia*, *Pelourdea*) have been found. In the LA elements, *Albertia* and a lycophyte remain have also been found (Table 4.3.3). Thus, it can be considered that the flora collected in these architectural elements was similar.

In these subunits, the plant associations also allow the recognition of riparian vegetation, represented by plants living near the water body (permanent floodplain ponds or river) and bearing periodical floods. The vegetation around the water bodies is composed of semiarborescent lycophytes (*Pleuromeia*), sphenophytes (at least *Equisetites*, perhaps also *Schizoneura*), and more hygrophytic conifers such as *Pelourdea* (see also Kustatscher *et al.*, 2014). Farther from the water body, the vegetation of the lowlands is characterized by drier conditions, where various species of arboreal conifers developed, such as *Voltzia* and shrubby ones such as *Albertia*, as well as, putatively seed ferns (?*Peltaspermum*) (Fig. 4.3.9). The possible hinterland vegetation (permanent ground or seasonally dry) consists of conifers with shrubs (*Albertia*) and trees (*Voltzia*).

In the architectural element CH of subunit E5, large indeterminate fragments of putative conifers have been found, as they are the most resistant to transport during that time. As described in previous chapters, subsidence during the deposition of this subunit may have been very slow, preventing the accumulation of fine-grain-size sediment, as floodplains had little or no development and there was an increasing reworking of the river body. Such channels did not have lateral barriers, were able to easily mobilize all plant debris, booting the few that there were on the increased energy steps, and transporting them as basal lag. However, this could be also due to a more sparse vegetation that does not retain soils and they are eroded easily. On the other hand, the presence of conifers only, could be due to a shift to more arid conditions, to taphonomic selection or a combination of both processes.

In the architectural element CS of the subunit E6, very few plant remains have been found. Only a *Pleuromeia* fragment and other possible *Peltaspermum* have been identified. This is striking because in the same architectural element in subunits E3 and E4 there is a large number of specimens (Table 4.3.3).

In the subunit E6, halite pseudomorphs have been observed, which indicate a higher rate of evaporation. On the other hand, oscillation ripples and flaser lamination are also observed, indicating a probable marine influence. During the deposition of this subunit, the sea made occasional forays into the area, related to the progressive transgression

of the Tethys that culminated in the upwards Muschelkalk units (Fig. 4.3.9). Therefore, this subunit was deposited in an arid climate near to the sabkhas that would be finally installed with the overlying rocks of the Marines Fm (Röt facies).

Although *Pleuromeia* is normally a hygrophytic plant (Krassilov and Zakharov, 1975; Retallack, 1995) and lycopsid lifecycles rely on free water for reproductive success

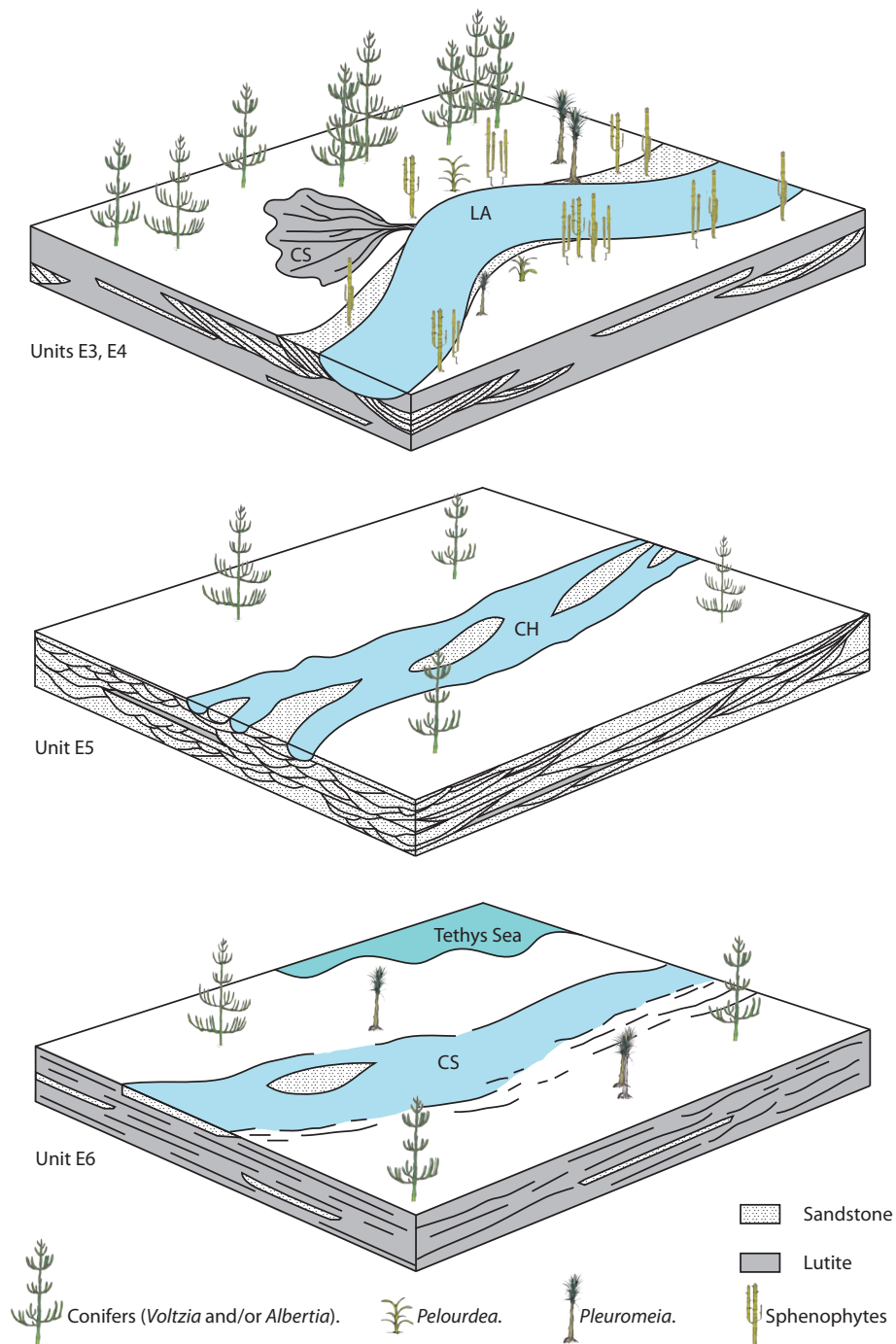


Fig. 4.3.9. Palaeoenvironmental reconstruction from sedimentology and plant remains of the subunits of Eslida Fm (LA, CS and CH: architectural elements. For more information, see Table 4.3.3)

because heterosporous lycopsids are free sporing plants, being dependent on infrequent wet periods for growth and reproduction (Taylor *et al.*, 2009), many modern lycopsids can withstand seasonally dry conditions, and some are adapted to extremely arid climates (e.g., *Selaginella lepidophylla* known as a resurrection plant). Retallack, (1975) suggested the pleuromeids were facultative halophytes that could cope with high and variable salinities and formed specialized coastal associations. Therefore, *Pleuromeia* could survive under the extreme conditions deduced for subunit E6, with arid conditions near the sabkhas, in which there could be seasonal floods.

Comparison with palynological data of the same area

In the Anisian macroflora of the Iberian Range described in this thesis, no remains of ferns have been found. This aspect is especially striking, considering that during the Middle Triassic, ferns were widespread on both hemispheres and ferns are generally typical for the Buntsandstein floras of the Germanic Basin (e.g., Grauvogel-Stamm, 1978; Fuchs *et al.*, 1991). Most modern leptosporangiate fern families appeared during the Middle–Late Triassic (Skog, 2001) while other families existed or appeared in the Permian, both in the Northern and Southern Hemispheres (Yao and Taylor, 1988; Wang *et al.*, 1999; Skog, 2001).

The two pollen assemblages described in the Eslida Fm (Boulouard and Viallard, 1982; Juncal *et al.*, 2017) are composed of conifers, ferns and seed ferns (*Podocarpeapollenite*, *Minutosaccus*, *Platysaccus*, *Succintisporites* and *Cristatitriletes*; Table 4.3.4).

In the Aragonian Branch of the Iberian Range, two palynomorph assemblages have been described in the Calcena Fm (Arribas, 1984), equivalent to the upper unit of the Eslida Fm. The first assemblage (Díez *et al.*, 1996; Díez *et al.*, 2007) is dominated by conifers and ferns. It is characterized by *Alisporites*, *Chordasporites*, *Triadispora*, *Verrucosisporites* and *Voltziaceasporites* (Table 4.3.4). The second assemblage (Díez *et al.*, 2007) was collected in the upper part of the Calcena Fm from the transition to the upper Muschelkalk dolomitic facies. The association is characterized by conifers, ferns and lycophytes (*Alisporites*, *Bhardwajispora*, *Calamospora*, *Chordasporites*, *Deltoidospora*, *Densoisporites*, *Endosporites*, *Hexasaccitesmuelleri*, *Illinites*, *Leiotriletes*, *Microcachryidites*, *Platysaccus*, *Protohaploxypinus*, *Punctatisporites*, *Retusotriletes*, *Triadispora*, *Vitreisporites*; Table 4.3.4).

Table 4.3.4. Compilation of the microflora described in the Iberian Range for the Middle Triassic.

IBERIAN RANGE	
ARAGONIAN BRANCH	CASTILIAN BRANCH
TRASOBARES Fm.	EL MAS Fm.
<p>CALCENA Fm.</p> <p><i>Alisporites</i>, <i>Bhardwajispora labichensis</i>, <i>Calamospora tener</i>, <i>Chordasporites</i>, <i>Deltoidospora</i>, <i>Densoisporites</i>, <i>Endosporites papillatus</i>, <i>Hexasaccites muelleri</i>, <i>Illinites</i>, <i>Microcachryidites doubingeri</i>, <i>Platysaccus</i>, <i>Protohaploxylinus</i> cf. <i>microcorpus</i>, <i>Punctatisporites</i> sp., <i>Retusotriletes</i> sp., <i>Triadispora</i>, <i>Vitreisporites</i> sp.</p> <p>(Díez et al., 2007)</p> <p><i>Alisporites</i>, <i>Chordasporites</i> cf. <i>voltziaformis</i>, <i>Triadispora</i>, <i>Verrucosisporites</i> sp., <i>Voltziaceasporites heteromorpha</i></p> <p>(Díez et al., 1996, 2007)</p>	LANDETE Fm.
	MARINES Fm.
	<p>ESLIDA Fm.</p> <p><i>Podocarpeapollenites thiergartii</i>, <i>Minutosaccus potonie</i>, <i>Platysaccus papilionis</i>, <i>Succintisporites</i>, <i>Cristatitriletes baculatus</i>.</p> <p>(Boulouard and Viallard, 1982)</p> <p><i>Alisporites grauvogeli</i>, <i>Alisporites opii</i>, <i>Calamospora tener</i>, <i>Concentricisporites nevesii</i>, <i>Cyclotriletes oligogranifer</i>, <i>Hexasaccites muelleri</i>, <i>Illinites kosankei</i>, <i>Lunatisporites noviaulensis</i>, <i>Punctatisporites fungosus</i>, <i>Voltziaceasporites heteromorpha</i>, <i>Alisporites</i> sp., <i>Angustisulcites</i> sp., <i>Calamospora</i> sp., <i>Cycadopites</i> sp., <i>Deltoidospora</i> sp., <i>Krauselisporites</i> sp.</p> <p>(Juncal et al., 2017)</p>
TIERGA Fm.	CAÑIZAR Fm.

Therefore, the fact that no macroplant remains of ferns have been found, except for a possible *Peltaspermum*, is most likely due to taphonomic selection, since they are present in the pollen and spores associations.

Comparison with other Anisian plant localities

The comparison of the floral associations of this study with the Iberian Peninsula shows our plant associations resemble those of other Anisian localities of Iberia, where a predominance of conifers and sphenophytes is observed (Díez, 2000). There is a great similarity to the flora described in the Aragonian Branch of the Iberian Range (Díez *et al.*, 1996; Díez, 2000), which is composed of conifers and sphenophytes (Table 4.3.5). But in addition to the genera of conifers described in our association, male conifer cones *Willisostrobus* and *Darneya* are documented in the Aragonian Branch and in the Pyrenees (Díez et al., 1996; Díez, 2000). However, these conifer cones have not been described in

Table 4.3.5. Compilation of the Anisian macroflora of the Iberian Peninsula.

PYRENEES	IBERIAN RANGES		CATALONIAN COASTAL RANGES
	ARAGONIAN BRANCH	CASTILIAN BRANCH	
SHALE Unit. <i>Albertia</i> sp., <i>Pelourdea vogesiaca</i> , <i>Neocalamites</i> sp., <i>Schizoneura</i> sp. (Müller, 1969) <i>Anomopteris mougeotii</i> , <i>Darneya</i> sp., <i>Neocalamites</i> sp., <i>Pelourdea</i> sp., <i>P. vogesiaca</i> , <i>Willsiostrobus</i> sp., <i>Albertia</i> sp., <i>Voltzia</i> sp., <i>Voltzia heterophylla</i> . (Díez, 2000)	TRASOBARES Fm. CALCENA Fm. <i>Darneya</i> sp., <i>Darneyapeltata</i> , <i>Equisetites</i> sp., <i>Neocalamites</i> sp., <i>Neocalamites</i> cf. <i>carrerei</i> , <i>Willsiostrobus</i> sp., <i>Willsiostrobus rhomboidalis</i> , <i>Pelourdea vogesiaca</i> , <i>Albertia</i> sp., <i>Voltzia</i> sp., <i>Voltzia heterophylla</i> , <i>Voltzia walchiaeformis</i> . (Díez et al., 1996 and Díez, 2000)	EL MAS Fm. LANDETE Fm. MARINES Fm.	MIDDLE MUSCHELKALK LOWER MUSCHELKALK
CONGLOMERATE, SANDSTONE AND SHALE Unit.	TIERGA Fm. Debris plant (Díez et al., 2007)	ESLIDA Fm. <i>Equisetites mougeotii</i> , <i>Voltzia</i> sp., <i>Voltzia heterophylla</i> , <i>Voltzia walchiaeformis</i> , <i>Albertia latifolia</i> , <i>Radicites</i> sp., <i>Pelourdea vogesiaca</i> , obovate shape, ? <i>Peltaspermum</i> , <i>Pleuromeia sternbergii</i> , female cone (This work)	LUTITE CARBONATE EVAPORITE UNIT UPPER PRADES SANDSTONES <i>Albertia</i> sp., <i>Calamites</i> sp., <i>Voltzia heterophylla</i> , <i>Pecopteris sulziana</i> , <i>V. heterophylla</i> . (Almera, 1909) <i>Aethophyllum</i> sp. and <i>Equisetites</i> cf. <i>mougeotii</i> . (Calzada, 1987)
		CAÑIZAR Fm.	LOWER PRADES SANDSTONES putative <i>Pleuromeia</i> (Galán-Abellán et al., 2013)

the Catalan Coastal Range, where *Aethophyllum* remains have also been found (Calzada, 1987), while *Pelourdea* leaves have been described in all the plant associations of Iberian Peninsula (Table 4.3.5).

The main difference between the flora studied and the one of the Aragonian Branch of the Iberian Range and the Pyrenees is the presence of lycophytes because no lycophyte remains have been reported in these areas during Anisian times. In the Triassic sediments in the Castilian Branch, one specimen of *Pleuromeia sternbergii* was described by Schmidt (1937), but unfortunately, without any precise stratigraphic or geographic position. However, in the Catalan Coastal Range Galán-Abellán (2011) and Galán-Abellán *et al.* (2013a) describe the presence of a putative *Pleuromeia* remain in the upper part of the Eramprunyá unit that is late Spathian early Aegian in age, equivalent to the upper part of the Cañizar Fm (Table 4.3.5).

The *Pleuromeia*-like fossils and the lycophyte spores in the palynological assemblages, show that *Pleuromeia* may have survived into the Anisian in the Iberian Range. Moreover, as shown by Grauvogel-Stamm and Ash (2005), lycophytes played an important role in the recovery of the land plants in the Early Triassic and could have adapted to unfavourable arid conditions. Indeed, Wang (1996) described how this plant

settled in the deserted environments during the Induan in North China and how it developed and diversified.

The pollen data from the Iberian Range and the macrofloral association described in this work, dominated by conifers and sphenophytes, is similar to that of the “Grès à *Voltzia*” Fm of north-eastern France (Grauvogel-Stamm, 1978). Although in the “Grès à *Voltzia*” ginkophytes occurred (Grauvogel-Stamm and Grauvogel, 1983), no specimens have been found in this study.

It is very likely that the plants of the “Grès à *Voltzia*” that occur already in the *Pleuromeia* flora (Mader, 1990; Fuchs *et al.*, 1991; Grauvogel-Stamm, 1999) escaped the end-Permian life crisis and lived in refugium of extrabasinal areas. The replacement of the *Pleuromeia* flora by the conifer-dominated flora or *Voltzia* flora may be due to a change in climatic and growth conditions, enabling the *Voltzia* flora to invade basinal lowlands (Grauvogel-Stamm and Ash, 2005).

5. RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA

5. RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA

5.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se ha realizado una compilación de los datos sedimentológicos, pedogénicos y de macroflora (capítulos 3.3, 4.2 y 4.3 respectivamente), de las unidades pérmicas y triásicas de estudio (Formaciones Alcotas, Cañizar y Eslida) de la Cordillera Ibérica, con el fin de realizar una reconstrucción del clima existente durante el tiempo en el que se depositaron dichas unidades, desde el Capitanense (Pérmico medio) al Anisiense medio (Triásico Medio). El estudio se ha llevado a cabo principalmente en la Cordillera Ibérica, por ser el área donde se ha recogido un mayor número de datos. Sin embargo, se ha realizado una comparación con otras áreas de la zona de estudio, así como con otras vecinas fuera del marco de esta memoria.

Los indicadores climáticos de mayor entidad detectados en la mayoría de las secciones estudiadas se consideran aquí representativos para toda el área de estudio de la Cordillera Ibérica, mientras que las características sedimentarias puntuales de algunas secciones se utilizan como indicadores climáticos locales. Además, en este capítulo se han examinado los posibles efectos de los cambios climáticos en las variaciones del registro de vida continental y su relación con otros cambios ambientales, al mismo tiempo que se comparan los datos obtenidos en este capítulo con los ya descritos para áreas paleo-latitudinalmente cercanas.

El clima del pasado se interpreta, en gran medida, por el tipo de vegetación que se preserva en las rocas. Así, los restos fósiles de vegetales encontrados en las unidades de estudio se han utilizado para alcanzar dicha finalidad. Además, se analizan los efectos que esta vegetación tuvo sobre la erosión y la producción de sedimentos, aspecto que Miall (1996) y Gibling, (2006) consideraron básico en el conocimiento del desarrollo de los canales de los sistemas fluviales.

Los sistemas Pérmico y Triásico sufrieron algunas de las variaciones de precipitación y temperatura más marcadas del Fanerozoico, partiendo en la base del Pérmico con unas etapas frías y húmedas hasta alcanzar el Triásico Medio-Superior con una de las etapas más seca y cálida de las conocidas (Frakes *et al.*, 1992). Por otro lado, no hay ya prácticamente dudas en los trabajos relacionados con el clima de la etapa de tránsito del Pérmico-Triásico (P-T), de que el aumento general de las temperaturas a comienzos de Triásico estaba vinculado a la situación de invernadero generada por el aumento de gases como el CO₂ en la atmósfera, que además se retroalimentaba rápidamente al

interrumpir la estabilidad de los hidratos de metano, liberando este gas, produciendo oxidación e incrementando nuevamente la liberación de CO₂ (Twitchett, 2007). Además de esta marcada tendencia general en la subida de la temperatura, las importantes intercalaciones áridas a lo largo de dicha evolución pudieron estar relacionadas con el desarrollo de etapas de acidez en el medio (Soreghan *et al.*, 2008), aspecto que es objetivo de la presente memoria.

Quizás el aspecto más significativo del Pérmico, en comparación con otros sistemas, es que registra la transición desde un clima de glaciación global durante el Pérmico inferior, hasta unas condiciones más suaves, incluso de invernadero, durante el Pérmico medio y superior (Crowell, 1978; Frakes *et al.*, 1992; Fielding *et al.*, 2008). El Pérmico tiene casi 50 millones de años (m.a.) de duración y, a pesar de este cambio tan significativo, las variaciones climáticas que experimentó no están estudiadas con detalle, y en especial, cuando se compara con el Triásico. El supercontinente Pangea terminó de constituirse durante el Pérmico inferior. Esta gran masa continental favoreció que se produjeran cambios fundamentales en los componentes oceánicos, en las variaciones climáticas, y en la actividad tectónica y biológica del Sistema Terrestre. En estas condiciones, el régimen continental debió ser extremadamente marcado, con estaciones cálidas fuertes y frías relativamente intensas (Kutzbach y Gallimore, 1989). La aridificación en el interior de los continentes proporcionó un escenario favorable para que los procesos eólicos se desarrollasen durante el Pérmico medio y superior, y para que las aguas superficiales y subterráneas se volvieran extremadamente salinas y ácidas (Benison *et al.*, 1998; Tabor y Montanez, 2004, 2005; Peyser y Poulsen, 2008; Soreghan *et al.*, 2008). A pesar de ello, la franja ecuatorial, en la que se encontraba la Placa Ibérica, se vio afectada por los movimientos de aproximación de la Zona de Convergencia Intertropical hacia el ecuador, produciendo cambios que se reflejarían en un aumento de la estacionalidad (Schneider *et al.*, 2006). Durante el final del Pérmico medio (final del Guadalupiense) tuvo lugar un evento frío (Isozaki *et al.*, 2007) en latitudes bajas. Sin embargo, De la Horra *et al.* (2012) en un estudio realizado en la Cordillera Ibérica no detectaron indicios de ningún evento frío. En dicho estudio realizado en paleosuelos y sistemas deposicionales aluviales datados como Guadalupiense superior - Lopingiense inferior (Formación Alcotas), distinguieron tres fases climáticas en las que se alternaban condiciones áridas y húmedas. De igual modo, en el Guadalupiense inferior, Schneider *et al.* (2006) reconoce etapas de aridez intercaladas entre otras más húmedas en el oeste del Tethys. Estas etapas, que se prolongarían hasta el Pérmico superior, estarían ligadas a los cambios en la circulación marina y oceánica relacionados con la llegada de aguas frías desde los continentes que se estaban agrupando para constituir Cimmeria. Para el Pérmico superior, durante el

Wuchiapingiense, Schneider *et al.* (2006) consideran que los efectos producidos por la “transgresión marina del Zechstein” en el E de Europa y la “transgresión Bellerophon” en los Alpes Meridionales, pudieron producir etapas húmedas en todo el entorno del Tethys. Autores como Roscher *et al.* (2011), basándose en modelos en los que se acoplan datos de circulación atmosférica y oceánica, como los desarrollados por Kiehl y Shields (2005), consideran que en el límite P-T debió desarrollarse una etapa puntual fría. A pesar de estos intervalos húmedos, y alguno frío de corta duración, la tendencia general hacia climas más áridos ya estaba en marcha, y a comienzos del Triásico los cinturones áridos de las latitudes bajas se hicieron mayores, abarcando extensiones más amplias y afectando a gran parte del Peri-Tethys (Royer *et al.*, 2004).

En el Triásico Inferior, como se detalla en el capítulo 1, se produjo una etapa climática con condiciones de invernadero, que se interpreta como el resultado de la actividad volcánica de las Trampas Siberianas (Nikishin *et al.*, 2002; Payne y Kump, 2007; Retallack *et al.*, 2011; Romano *et al.*, 2013). Se cree que este calentamiento global jugó un papel importante en las crisis bióticas (Montañez *et al.*, 2007; Benton y Newell, 2014), intensificando las condiciones desfavorables para la recuperación de los ecosistemas (Kozur y Weems, 2011), e incluso se describe como letal para este periodo de tiempo en algunos estudios (Sun *et al.*, 2012). Aunque aparecen conexiones claras, los efectos sobre los ecosistemas y la posterior recuperación ecológica variaron entre el medio terrestre y marino, e incluso entre regiones no distantes entre sí (Twitchett, 2006). El estrés ambiental existente durante el Triásico Inferior en ambos medios también pudo estar impulsado por cambios rápidos entre intervalos más largos de calentamiento global e intervalos más cortos de enfriamiento, como se ha observado en estudios de cambio faunístico (Posenato, 2008; Kozur y Weems, 2011). El intervalo de tiempo que representó el Triásico Inferior, e incluso el comienzo del Triásico Medio, fueron por lo tanto más complejos que un simple pero dramático período de calentamiento global. Es de interés resaltar en este punto, que estas fases de calentamiento global en el Triásico Inferior que, como veremos más adelante estuvieron a su vez marcada por etapas cortas hipercálidas, provocaron una evaporación importante de las masas de agua continental y un descenso marcado de aquellas que se incorporaban al océano. Estos datos, que han sido ampliamente respaldados por estudios sobre la variación en la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Erwin, 2006; Benton y Newell, 2014), han permitido desarrollar diferentes hipótesis sobre la disminución en la llegada de nutrientes al mar contribuyendo al retraso en la recuperación de la vida después de la crisis P-T (Algeo *et al.*, 2011).

Las variaciones climáticas entre los medios terrestre y marino y las diferentes regiones probablemente estaban relacionadas con la configuración paleogeográfica

particular de Pangea (Kiehl y Shields, 2005; Sellwood y Valdes, 2007). A inicios del Triásico Pangea estaba aproximadamente centrada en el ecuador, extendiéndose casi de un polo a otro y rodeada por el océano Panthalassa (Muttoni *et al.*, 2009; Roscher *et al.*, 2011; Fig. 5.1). Un amplio golfo oceánico, ocupado por el mar de Tethys, limitado latitudinalmente por el cinturón tropical-subtropical, se desarrolló en su lado oriental. Una configuración como ésta, con una vasta extensión continental en latitudes bajas y medias centradas en el ecuador, con un cálido mar de Tethys, habría determinado el calentamiento durante el verano en las zonas continentales del circum-Tethys con un régimen monzónico fuerte y una continentalidad extrema (Erwin, 2006). Tal clima continental habría implicado veranos calurosos e inviernos relativamente fríos (Kutzbach y Gallimore, 1989), así como una temperatura extremadamente alta de la superficie del mar tropical, con picos que pudieron alcanzar hasta 40°C, y subidas medias de hasta 6° C en el continente (Joachimski *et al.*, 2012).

A pesar de la intensa investigación sobre los climas invernadero durante el Mesozoico, el clima del Triásico Inferior ha sido relativamente poco estudiado hasta fechas recientes. Algunas décadas atrás, se consideraba un clima bastante homogéneo, con los polos libres de hielo y sin grandes oscilaciones. Sin embargo, en estudios recientes (Kidder y Worsley, 2004; Sellwood y Valdes, 2007; Twitchett, 2007; Galfetti *et al.*, 2007a; Preto *et al.*, 2010; Stefani *et al.*, 2010; Bourquin *et al.*, 2011; Retallack *et al.*, 2011; Sun *et al.*, 2012; Romano *et al.*, 2013; Benton y Newell, 2014; Stordal *et al.*, 2017) se ha descrito un escenario más complejo, con oscilaciones climáticas, patrones no zonales y la presencia de un clima monzónico. Dentro de esta complejidad, se ha llegado incluso a debatir recientemente la posibilidad de la existencia de casquetes polares durante el Triásico Inferior-Medio (Franz *et al.*, 2013).



Fig. 5.1: Mapa terrestre con la configuración de los continentes durante el Triásico Inferior, modificado de Golonka y Ford (2000) y Yin y Song (2013). La Península Ibérica se muestra en rojo.

5.2 RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA DE LAS UNIDADES ESTUDIADAS

5.2.1 Formación Alcotas

Las últimas rocas que se encuentran en la Cordillera Ibérica antes del límite Pérmico-Triásico (P-T) pertenecen a la Fm Alcotas, datada como Guadalupiense superior - Lopingiense inferior (ver capítulo cronoestratigrafía). Esta formación se ha dividido en tres subunidades, A1, A2 y A3 de base a techo, según criterios sedimentológicos, que pueden diferenciarse en casi toda la cuenca (Arche y López-Gómez, 2005; ver capítulo litoestratigrafía).

La subunidad A1 se interpreta como depósitos de ríos braided de gravas y arenas permanentes y semi-permanentes, con amplias llanuras de inundación de lutitas, donde se desarrollaron paleosuelos con desarrollo de horizontes con carbonato (Fig. 5.2). Las características sedimentológicas (capítulo sedimentología) de los cuerpos canalizados de esta subunidad indican una inestabilidad de los canales activos y alta velocidad de avulsión similares a los descritos por Kraus y Gwinn (1997). Los canales eran pequeños y poco profundos, pero con importantes reactivaciones periódicas y etapas energéticas.

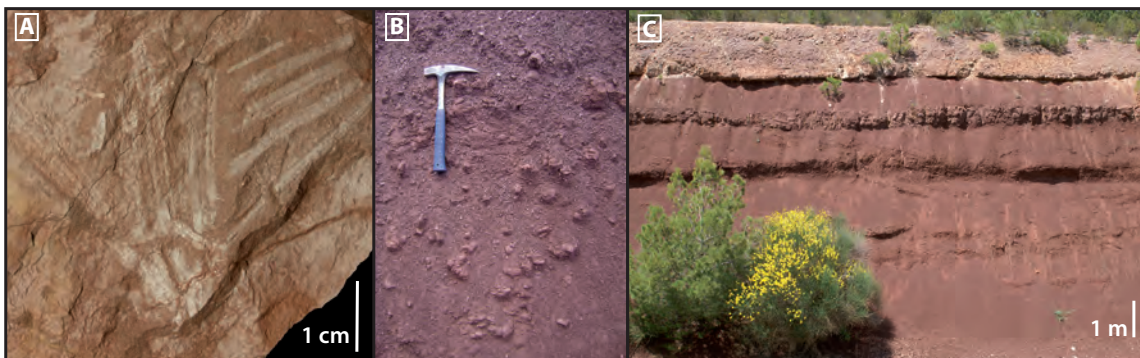


Fig. 5.2: Subunidad A1 de la Fm Alcotas. A) Impresión de *Dicranophyllum*. B) Horizonte de un paleosuelo con nódulos de carbonato. C) Vista general de la subunidad, en la que se observan depósitos de la llanura de inundación, de sheetflood y el relleno de un canal.

En esta subunidad solamente se han encontrado restos de coníferas indeterminados y un posible *Dicranophyllum* (Fig. 5.2a). Dicha asociación sería típica de un clima árido, pero también puede deberse a la selección tafonómica o a una combinación de ambas. Sin embargo, se observa el desarrollo de abundantes paleosuelos con nódulos de carbonato (Fig. 5.2b) típicos de condiciones climáticas áridas y semiáridas con marcada estacionalidad, clasificados por De la Horra *et al.* (2008) como Inceptisoles y Aridisoles (según la clasificación de Soil Survey Staff, 1999). Las diferencias entre la estación seca y

húmeda podrían ser responsables de la fluctuación de la profundidad del suelo húmedo por la variación de la disponibilidad del agua, y la formación de los horizontes nodulares. Estas diferencias son particularmente evidentes en los primeros metros de la subunidad donde los horizontes con carbonato son más gruesos (De la Horra *et al.*, 2008). Desde la parte basal de la subunidad A1 hasta la parte media-superior, las características de los paleosuelos indican una tendencia hacia climas más secos y menos estacionales, mientras que en la parte superior se observa un aumento de la precipitación estimada.

Por lo tanto, se interpreta que la deposición de la subunidad A1 tuvo lugar bajo unas condiciones paleoclimáticas áridas a semiáridas, donde los sistemas fluviales braided permanentes y semipermanentes atravesaban amplias llanuras de inundación con desarrollos de Inceptisoles, coníferas y una posible vegetación de *Dicranophyllum*.

En la subunidad A2 se produce rápidamente una transición de los sistemas fluviales de tipo braided a un dominio de tipo meandriforme (Fig. 5.3), y que posiblemente llevarían más volumen de agua que los de la subunidad A1 (ver capítulo de sedimentología). Las características de estos sistemas fluviales, donde destacan las importantes superficies de



Fig. 5.3: Subunidad A2 de la Fm Alcotas. A) *Pseudovoltzia liebeana*. B) Paleosuelo de escaso desarrollo que preserva parcialmente la estratificación original con huellas de raíces dispersas. C) Depósitos de point bar.

reactivación, apuntarían a una marcada estacionalidad del flujo (Puigdefabregas, 1973; López-Gómez, 1985; Ashmore, 1991; Arche y López-Gómez, 2005).

Un aumento significativo en la diversidad de la población vegetal es evidente en esta subunidad. Se han encontrado restos vegetales de coníferas (*Dadoxylon*, *Ullmania*, *Pseudovoltzia liebeana*; Fig. 5.3a) y también algunos fragmentos de tallos de esfenofitas (Diéguez *et al.*, 2007). Por otra parte, hay algunas capas con lutitas carbonosas y restos de carbón, que indicarían un ambiente húmedo (Smith, 1995; Ward *et al.*, 2000; Miall y Jones, 2003).

Todas estas características de la subunidad A2 indican que fue depositada bajo condiciones climáticas húmedas con una vegetación de ribera, representada por plantas instaladas cerca de los cuerpos de agua canalizados o en condiciones de encharcamiento compuesta por esfenofitas. En las zonas más alejadas de los cuerpos de agua, la vegetación de las tierras bajas se caracterizaría por plantas de condiciones más secas, donde crecerían varias especies de coníferas como *Ullmania* y *Pseudovoltzia liebeana* y, tal vez, *Majonicaceae*. Algunos ejemplares alcanzarían grandes dimensiones como lo demuestra el tronco de *Dadoxylon* encontrado en esta subunidad que supera los 6 m de longitud (Diéguez y López-Gómez, 2005). En la subunidad A2 el tipo de paleosuelos dominantes presenta un escaso desarrollo (Fig. 5.3b), por lo que no permite realizar estimaciones climáticas. Sin embargo, la ausencia de horizontes carbonáticos parece indicar unas condiciones climáticas de tipo húmedo (De la Horra *et al.*, 2008), concordando con los datos sedimentológicos y de macroflora obtenidos.

La subunidad A3 está marcada por otro cambio del estilo fluvial, en el que se retorna a sistemas fluviales braided de arenas (Fig. 5.4), de muy baja energía, con una alta tasa de avulsión y marcada estacionalidad. En esta subunidad no se han encontrado restos de macro o microflora, ni carbón, y los paleosuelos aparecen solamente en la parte superior de la subunidad, en las secciones situadas en los bordes de cuenca (áreas de Valdemeca y Cañete). El escaso desarrollo que presentan no permite interpretaciones paleoclimáticas, aunque sus características parecen indicar condiciones de buen drenaje y ciertos periodos de mayor humedad en el suelo, relacionándose con un clima con estaciones húmedas y secas.

El control de cambio del estilo fluvial también podría alterar el carácter tafonómico de las plantas, puesto que las condiciones de preservación de éstas podrían variar. Sin embargo, las características sedimentológicas de la subunidad A3 son comparables a la subunidad A1, donde se han encontrado restos de plantas. Por lo tanto, la ausencia de restos orgánicos no puede explicarse sólo por razones de preservación. Además, el



Fig. 5.4: Vista en campo de la subunidad A3 de la Fm Alcotas, alternancia de lutitas y areniscas que constituyen depósitos de derrame de canal en la llanura de inundación.

retorno de los sistemas braided en la subunidad A3 no se corresponde a un cambio drástico en el clima y, de hecho, este cambio en el estilo fluvial está probablemente relacionado con un rápido deterioro de la vegetación de la llanura de inundación. En diversos trabajos se han propuesto extensos episodios de muerte de vegetación como la principal causa de la transición vertical de los ríos de alta sinuosidad a los sistemas de ríos braided de arenas durante la transición Pérmico-Triásico en la Cuenca de Karoo, Sudáfrica (Smith, 1995), Australia (Retallack *et al.*, 2011) y Antártica (Retallack, 2005; Retallack *et al.*, 2007). Una degradación de la vegetación también tiene consecuencias directas sobre el tipo de paleosuelos y su conservación. La subunidad A3 preserva solamente unos pocos paleosuelos, y muy débilmente desarrollados, en la parte

superior de la misma. Pero a pesar de ello, los indicadores paleoclimáticos de esta subunidad parecen indicar un clima estacional con alternancia de condiciones húmedas y secas.

En una comparación de las tres subunidades de la Fm Alcotas se puede observar que cada una de ellas se corresponde con un episodio diferente de las condiciones climáticas (Fig. 5.5). Durante la deposición de la subunidad A1 prevalecería un clima seco y estacional, dando paso a un clima estacional húmedo en la subunidad A2, que favorecería la proliferación de bosques de coníferas con cobertera vegetal dominada por especies típicas de áreas encharcadas, y finalmente se instauraría un clima con fases húmedas y secas durante la sedimentación de la subunidad A3.

El cambio regional hacia un clima más húmedo registrado en la subunidad A2 coincide con el cambio climático relativamente rápido de las condiciones áridas y semiáridas a un paleoclima húmedo registrado en Europa Central y Occidental (Schneider *et al.*, 2006; Slowakiewicz *et al.*, 2009; De la Horra *et al.*, 2012), y también podría estar relacionado con el cambio climático global de otras partes de Pangea (Racki y Wignall, 2005; Retallack *et al.*, 2006; Isozaki *et al.*, 2007; Lai *et al.*, 2008). Un estudio cuantitativo en detalle realizado mediante asociaciones de polen y esporas en las tres subunidades descritas llevó a Diéguez y Barrón (2005) a deducir una evolución similar en estas

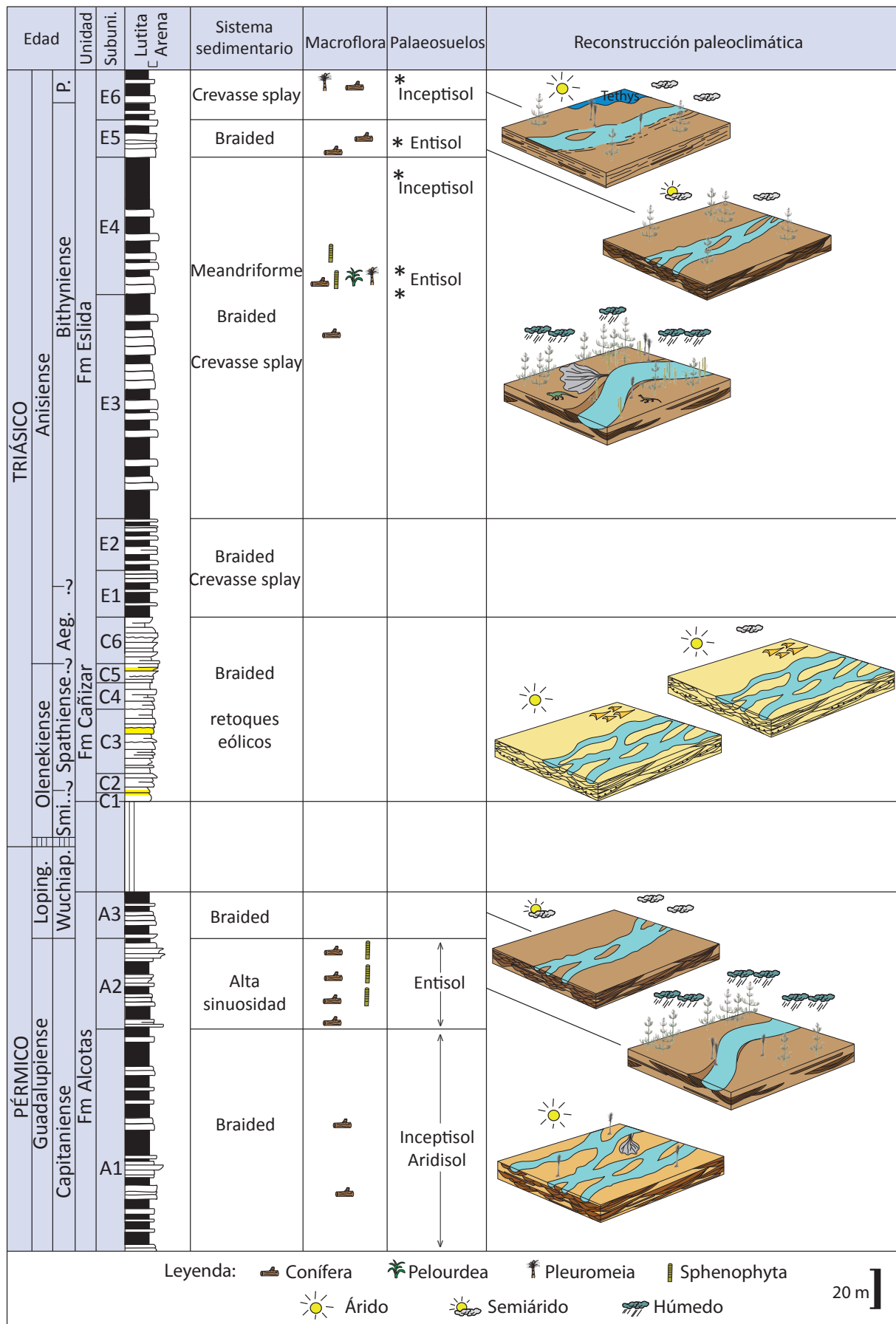


Fig. 5.5: Columna sintética de las unidades de estudio de la Cordillera Ibérica, con el tipo de sistemas fluviales de cada una de ellas, la macroflora encontrada, los paleosuelos y una reconstrucción paleoclimática.

subunidades; es decir, desde un ambiente oligotrófico y empobrecido en la subunidad A1, a otro con el restablecimiento del bosque de coníferas en la subunidad A2, para terminar con una etapa, en la subunidad A3, en la que la ausencia de restos vegetales, capas de carbón, paleosuelos y bioturbación pudiera estar relacionada con una crisis biótica. En esta última etapa, dichos autores señalan que los especímenes relacionados con los 27 taxones diferenciados llegaron a sufrir una disminución que oscila entre el 52% y el 99%.

5.2.2 Formación Cañizar

El primer registro sedimentario después del límite P-T en la Cuenca Ibérica se produce a finales del Smithiense. Estos sedimentos constituyen la Fm Cañizar que continuó su sedimentación durante el Spathiense hasta el comienzo del Anisiense (ver capítulo cronoestratigrafía) (López-Gómez *et al.*, 2012). Esta formación se ha dividido en seis subunidades (C1 a C6 de base a techo), agrupadas en dos ciclos sedimentarios principales, el primero desde C1 a C4, y el segundo desde C5 a C6 (López-Gómez *et al.*, 2012). Esta unidad no muestra indicios de condiciones climáticas húmedas ni subhúmedas, sin embargo son claras las alternancias de períodos climáticos áridos y semiáridos (Borrueal-Abadía *et al.*, 2015).

El comienzo del ciclo inferior (C1-C4) presenta una litología más gruesa, con sucesiones de barras de conglomerados, normalmente amalgamadas en macroformas (Fig. 5.6). Este ciclo se interpreta como sistemas fluviales braided de gravas y arenas con reelaboración eólica puntual. La parte superior de este ciclo inferior está representada básicamente por sistemas fluviales braided arenosos con intercalaciones de campos de dunas eólicas (Fig. 5.6) que tienden a ser más frecuentes hacia el NE de la Cordillera Ibérica.

El ciclo superior (C5 y C6) está separado por una superficie mayor de discontinuidad (mbs 5) que marca una clara reactivación en el sistema deposicional general, que permitió el desarrollo puntual de barras de grava en los sistemas fluviales y un aumento general de los flujos de agua (López-Gómez *et al.*, 2012). Este aumento del caudal también podría ser debido a una etapa más húmeda después de un episodio árido (Borrueal-Abadía *et al.*, 2015).

En la Fm Cañizar se pueden diferenciar tres períodos áridos claros (Fig. 5.7), generalmente bien representados por la sedimentación de campos de dunas eólicas, que se desarrollan al final del Smithiense y comienzo del Spathiense, durante el Spathiense medio, y en la transición al Aegiense (Fig. 5.7). Además, varios autores (Durand, 2006b;

De la Horra *et al.*, 2008; Bourquin *et al.*, 2011; De la Horra *et al.*, 2012) sugieren un período (hiper) -árido durante la deposición del primer ciclo sedimentario. La duración de estas tres fases áridas probablemente disminuye de la más antigua a la más joven y, por lo tanto, implica el desarrollo de etapas semiáridas importantes. Durante las etapas semiáridas se desarrollarían los sistemas fluviales braided, que en algunos casos, se interconectarían lateralmente con el desarrollo de pequeños campos de dunas eólicas (López-Gómez *et al.*, 2012).

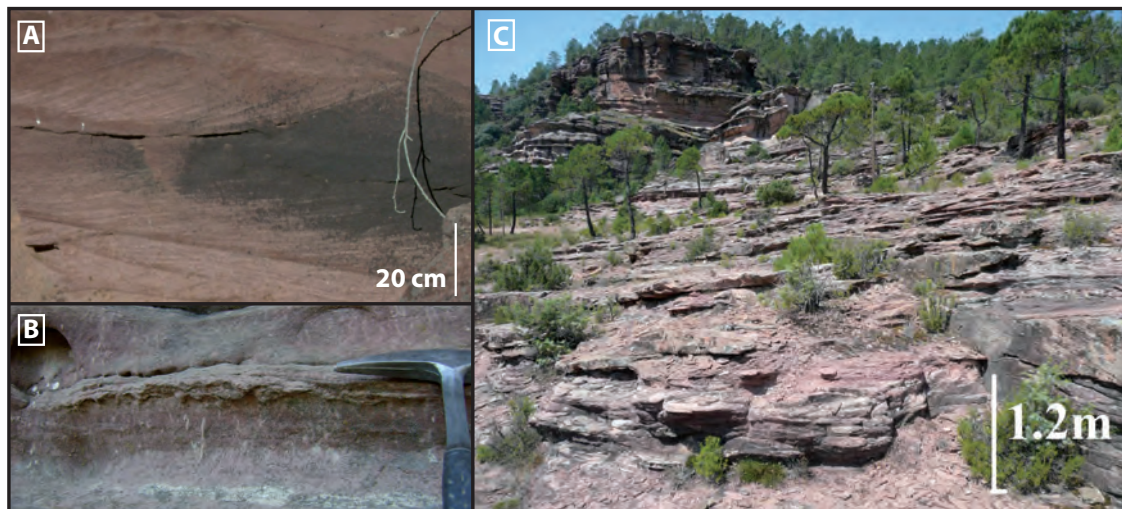


Fig. 5.6: Fm Cañizar. A) depósitos eólicos de grainflow en frentes de dunas encontrados de forma puntual en la Fm Cañizar. B) Primeras bioturbaciones encontradas en la parte superior de la formación (subunidad C5). C) Vista de campo de la formación en la que se observan depósitos de sistemas fluviales braided.

A pesar del desarrollo de estas etapas climáticas generalizadas y lateralmente continuadas, algunas áreas del E de la Cordillera Ibérica (sección de Gátova, en la zona de estudio) apenas muestran sedimentos eólicos. Este aspecto es importante, porque muestra que las franjas climáticas más áridas se situarían hacia el NE de Iberia (Borrue-Abadía *et al.*, 2015), constituyendo importantes campos de dunas en el S de Francia y en centro de Europa (Bourquin *et al.*, 2011). Esta distribución de cinturones de temperaturas coincide con las migraciones hacia el SO de Europa de reptiles durante el Spathiense y Anisiense propuesta por Diedrich (2008) en busca, probablemente, de zonas menos áridas.

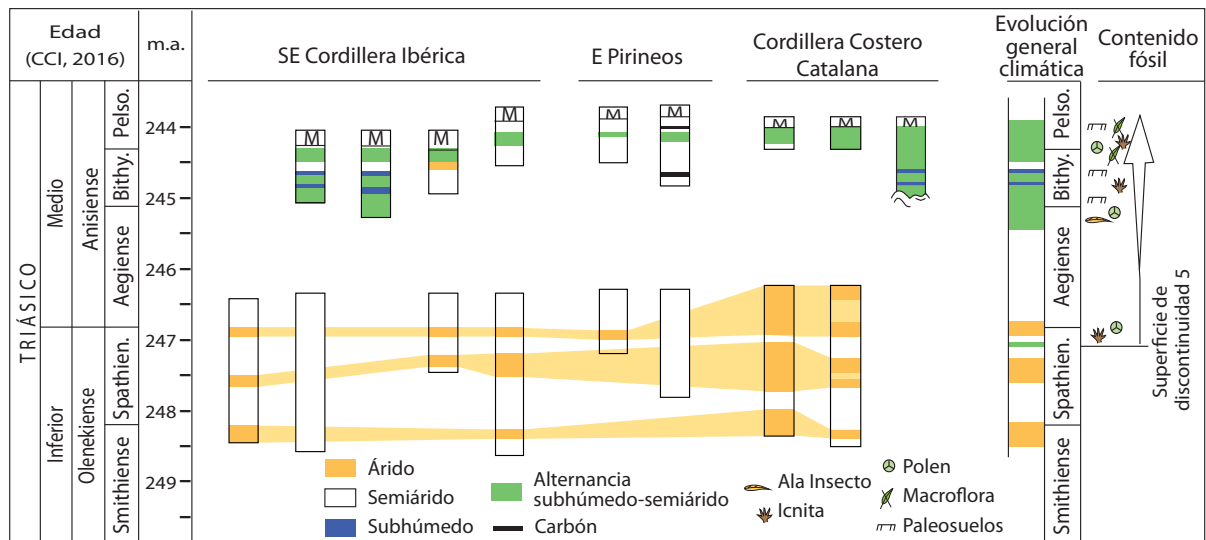


Fig. 5.7: Síntesis de las principales etapas climáticas y su alternancia vertical durante el intervalo Smithiense-Pelsoniense en las unidades continentales (Buntsandstein) del SE de la Cordillera Ibérica, E del Pirineo y Cordillera Costero Catalana, y su relación con las primeras apariciones del contenido fósil después de la crisis Smithiense-Spathiense. (Modificado de Borrueal-Abadía *et al.*, 2015. Edades según Ogg *et al.*, 2016).

5.2.3 Formación Eslida

Después de una interrupción sedimentaria y una etapa de erosión durante el Aegiense, un nuevo ciclo sedimentario comenzó durante el Bithyniense inferior, e incluso durante el final del Aegiense, y se prolongó hasta la base del Pelsoniense. Este nuevo ciclo, representado por la Fm Eslida, estuvo relacionado con la reactivación tectónica y la nueva reorganización y orientación de las cuencas de rift en Iberia (Arche y López-Gómez, 1996; Arche y López-Gómez, 2005). La presencia de lutitas representa el cambio litológico principal en comparación con la formación subyacente. Sin embargo, la tectónica no fue la única razón de estas variaciones litológicas y, más bien, un cambio del clima permitió la sedimentación de diferentes depósitos y la aparición de nuevos estilos fluviales (Borrueal-Abadía *et al.*, 2015).

La Fm Eslida está compuesta por lutitas con niveles de areniscas intercaladas, y se ha dividido en 6 subunidades (E1-E6 de base a techo) según superficies de discontinuidad. En la mayor parte de esta unidad el medio sedimentario se interpreta como sistemas fluviales braided que atraviesan grandes llanuras de inundación con desarrollo de lagos efímeros (Arche y López-Gómez, 2005), aunque en las subunidades E3 y E4 se han descrito puntualmente sistemas fluviales meandriformes (Arche y López-Gómez, 1999a).

En las subunidades E3 y E4, el desarrollo de sistemas fluviales meandriformes y la aparición de licofitas y esfenofitas (Fig. 5.8) y niveles aislados de carbón permitió interpretar a Borrueal-Abadía *et al.* (2014) la instauración de un clima más húmedo

en esta etapa respecto a las subunidades anteriores. La macroflora encontrada en estas subunidades está compuesta por una vegetación ribereña, incluyendo licofitas semiarborescentes (*Pleuromeia*), esfenofitas (*Equisetites*, y, tal vez, también *Neocalamites*) y coníferas higrófitas, como *Pelourdea*. La vegetación de las tierras bajas se caracteriza por unas condiciones más secas, donde se desarrollaron varias especies de coníferas arbóreas como *Voltzia*, y arbustivas como *Albertia*. Y la posible vegetación de interior (suelo permanente o estacionalmente seco) consiste en coníferas (*Voltzia*, *Albertia*, *Willsiostrobus* y *Darneya*). Estas asociaciones están dispuestas lateralmente, pero también aparecen alternas verticalmente, lo que probablemente indica una alternancia de condiciones más secas y más húmedas, posiblemente en un clima estacional, y la posición más o menos distal respecto a los canales fluviales.

Las primeras evidencias pedogénicas en las rocas triásicas se encuentran a techo de la subunidad E3. En esta subunidad, y en la base de la E4, los paleosuelos de tipo Entisoles, (según la clasificación Soil-Survey-Staff, 1999) presentan bioturbaciones por raíces cortas y escasas, y nódulos de carbonato dispersos a unos pocos centímetros de la superficie del suelo (5-10 cm) que no llegan a constituir un horizonte carbonatado. Estas características se interpretan como indicativas de bajas precipitaciones y pobre cobertura vegetal (Retallack, 2005). Probablemente estos niveles edáficos se desarrollaron bajo condiciones secas durante la mayor parte del año.

En la parte superior de la subunidad E4 se han clasificado los paleosuelos presentes como Inceptisoles (según la clasificación Soil-Survey-Staff, 1999). Estos suelos presentan un mayor número de raíces que los anteriores y un horizonte carbonático más desarrollado. Aunque debido al grosor del horizonte carbonático (inferior a 30 cm) no hay una variación estacional evidente en la precipitación (Retallack, 2005), la mayor presencia de trazas de raíces sugiere unas condiciones más óptimas para el desarrollo de las plantas y, por lo tanto, unas condiciones de precipitación media anual ligeramente superior a la de la transición de las subunidades E3-E4.

La presencia de horizontes carbonatados en las subunidades E3 y E4, indican rangos de precipitación entre 200 y 600 mm/año (Wright y Tucker, 1991; Retallack, 2005), con tasas de evaporación que exceden a las de las precipitaciones, deducidas por la presencia de pseudomorfos de halita en los mismos niveles. La presencia de los niveles de plantas y las características de los paleosuelos permiten diferenciar dos etapas húmedas en las subunidades E3 y E4, por lo que se deduce un clima estacional con alternancia de estaciones húmedas y secas.

La subunidad E5 representa una reactivación del sistema sedimentario, con un registro reducido de depósitos finos y un aumento en los canales migratorios y el desarrollo de barras (Fig. 5.9) (Arche y López-Gómez, 1999a). En esta subunidad se han encontrado grandes fragmentos de coníferas indeterminadas (Fig. 5.9), probablemente como resultado de su mayor resistencia al transporte. Sin embargo, su presencia también



Fig. 5.8: Subunidades E3 y E4 de la Fm Eslida. A) Fragmento de *Albertia latifolia*. B) Depósitos de lanura de inundación y de crevasse splay. C) Perfil edáfico bioturbado con un horizonte calcáreo amarillento. D) Acreciones laterales en sistemas fluviales de tipo meandriforme.

podría ser el resultado de una vegetación más escasa que no protege los suelos de la erosión. Además, la aparición solamente de coníferas podría indicar un cambio hacia condiciones más áridas, aunque también puede deberse a una selección tafonómica o una combinación de ambas.

La base de la subunidad E5 presenta paleosuelos desarrollados en depósitos de canal abandonados. Debido a la poca alteración del material original, estos paleosuelos se clasificaron como Entisoles (según la clasificación Soil-Survey-Staff, 1999), y podrían indicar altas tasas de erosión y un clima árido, concordando con los restos de macroflora encontrados. Sin embargo, a pesar de este clima seco, el crecimiento de árboles de buen tamaño fue posible en algunas áreas, como lo demuestran el tamaño de las huellas de raíces y los fragmentos de coníferas encontrados.

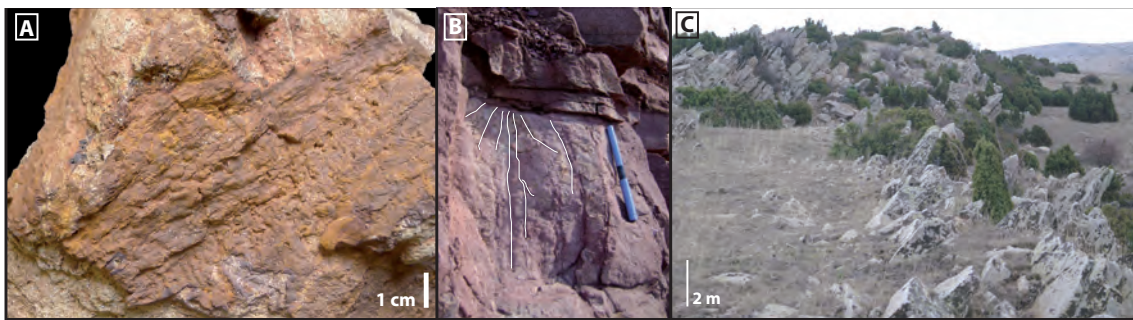


Fig. 5.9: Subunidad E5 de la Fm Eslida. A) Impresión de un fragmento de conífera. B) Raíces (marcadas en blanco) en un suelo con poca alteración del material original. C) Rellenos de canal de sistemas fluviales braided.

En la subunidad E6, sólo se ha identificado un fragmento de *Pleuromeia* y especímenes de *Peltaspermum* mal preservados (Fig. 5.10), y tal vez parte de un helecho con semillas. Este dato es llamativo ya que en las subunidades E3 y E4, que muestran características sedimentarias y de preservación de los restos fósiles similares, se ha encontrado un mayor número y diversidad de especímenes. Esto podría deberse a condiciones áridas cercanas a las de sabkhas interiores, como se deduce de criterios sedimentológicos (Borrueal-Abadía *et al.*, 2014). Además, se han encontrado pequeños sistemas de dunas eólicas intercalados en los depósitos finos en la sección de Torre de Las Arcas-Peñarroyas (De la Horra *et al.*, 2013). Los paleosuelos (Inceptisoles; Soil-Survey-Staff, 1999) de esta subunidad están poco desarrollados, por lo que no puede realizarse una clasificación precisa, pero sus características apuntan a la oxidación de suelos secos, aunque no pueden descartarse inundaciones periódicas.



Fig. 5.10: Subunidad E6 de la Fm Eslida. A) Fragmento de *Pleuromeia sternbergii*. B) depósitos de la llanura de inundación con el desarrollo de un perfil edáfico.

En la evolución climática de la Fm Eslida se observa un período prolongado de etapas alternas subhúmedas y semiáridas que duraron durante el depósito de toda la unidad (Fig. 5.5), es decir, desde el Bithyniense (o incluso desde el Aegiense) hasta el comienzo del Pelsoniense, cuando la sedimentación de la facies Röt (Fm Marines) refleja la transición a la primera incursión del mar de Tethys (facies Muschelkalk) en Iberia (Escudero-Mozo *et al.*, 2014). Las condiciones climáticas más áridas fueron interrumpidas por dos etapas húmedas con mayor tasa de precipitaciones en las subunidades E3 y E4 (Fig. 5.5), que debido a su proximidad en el tiempo podrían interpretarse como un solo intervalo húmedo en algunas secciones (Fig. 5.7). Estas etapas húmedas están caracterizadas por una vegetación hidrófila y algunos sistemas fluviales meandriformes permanentes o semipermanentes. Sin embargo, las temperaturas altas y las no muy abundantes precipitaciones probablemente no permitieron el establecimiento de suelos bien desarrollados y una vegetación persistente. Por otra parte, al final del Bithyniense se infiere una etapa semiárida corta (incluso representada por pequeñas dunas eólicas), que estuvo marcada por la presencia de vegetación xerófila y sistemas fluviales braided no confinados.

A pesar de estas diferentes condiciones climáticas, es difícil identificar características monzónicas claras en el registro sedimentario, ya que pueden confundirse fácilmente con otros efectos estacionales (Miall, 1996).

5.3. IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICAS Y PALEOGEOGRÁFICAS

Como se ha comentado anteriormente, la unión del supercontinente Pangea en el Pérmico inferior provocó una progresiva aridificación en el interior continental durante el Pérmico medio-superior que favoreció unas condiciones de invernadero. Sin embargo, en este periodo de tiempo se han diferenciado dos fases húmedas en las cuencas continentales occidentales de Polonia, Alemania y Estados Unidos (Slowakiewicz *et*

al., 2009), que tuvieron lugar en la base del Capitaniense y en el límite Guadalupiense-Lopingiense. Esta última fase también ha sido descrita en la Antártida y Sudáfrica (Retallack *et al.*, 2006) y probablemente se correlaciona con las condiciones húmedas y las facies de carbón del final del Capitaniense descritas por Lai *et al.* (2008).

Aunque la datación de las unidades pérmicas de la Cordillera Ibérica no es muy precisa, el cambio hacia un clima más húmedo registrado en la subunidad A2 se podría correlacionar con este cambio climático relativamente rápido de las condiciones climáticas áridas y semiáridas a un paleoclima húmedo registrado en Europa Central y Occidental durante la transición Guadalupiense-Lopingiense (Schneider *et al.*, 2006; Slowakiewicz *et al.*, 2009), y podría estar relacionado con los cambios climáticos globales registrados en otras partes de Pangea (Racki y Wignall, 2005; Retallack *et al.*, 2006; Lai *et al.*, 2008).

Al final del Pérmico las temperaturas aumentaron rápidamente, y alcanzaron valores excepcionalmente altos durante el Triásico Inferior (Payne *et al.*, 2004). Sin embargo, el escenario simplista de *hot-house* para el Triásico Inferior-Medio, evocando una circulación monzónica fuerte y lluvias estacionales sin patrones zonales (Kiehl y Shields, 2005; Preto *et al.*, 2010), ha sido modificado por la incorporación de datos regionales detallados, que definen un modelo de evolución más complejo para este período de tiempo (Sun *et al.*, 2012; Romano *et al.*, 2013). Las elevadas temperaturas experimentaron grandes cambios abruptos, como el observado en la transición Smithiense-Spathiense, de hasta 40°C en el ecuador (Sun *et al.*, 2012). Estos bruscos cambios se produjeron probablemente como consecuencia de una perturbación en el ciclo del carbono, causada por las sucesivas inyecciones a gran escala de CO₂ ocasionadas por la actividad volcánica de la Gran Provincia Ígnea de Siberia (Payne *et al.*, 2004; Galfetti *et al.*, 2007b; Romano *et al.*, 2013).

El Smithiense superior fue un tiempo de clima cálido, con un gradiente casi plano de la temperatura superficial del mar en el ecuador, en comparación con el pronunciado gradiente al comienzo del Spathiense, indicando condiciones climáticas claramente diferenciadas latitudinalmente (Kidder y Worsley, 2004; Preto *et al.*, 2010), que indujeron un cambio sincrónico en los ecosistemas terrestres y marinos (Galfetti *et al.*, 2007a). Dicho cambio se observó en el área del presente estudio, donde la sedimentación eólico-fluvial del final del Smithiense experimentó un cambio repentino hacia una sedimentación fluvial bajo condiciones semiáridas al comienzo del Spathiense (Bourquin *et al.*, 2011; López-Gómez *et al.*, 2012; Galán-Abellán *et al.*, 2013a). Este período más húmedo puede coincidir con el evento de enfriamiento marino relacionado con la fuerte recuperación biótica descrita por Brayard *et al.* (2009), Hermann *et al.* (2011), Romano *et al.* (2013), Sun *et al.* (2012) y Chen y Benton (2012). Sin embargo, esta nueva tendencia

de sedimentación fluvial durante el Spathiense inferior en el área de estudio no fue permanente, ya que se instauraron nuevas condiciones áridas.

Posiblemente, estos altos valores en las temperaturas, junto con su carácter cambiante, fueron una de las causas que provocaron la lenta recuperación del ecosistema durante el Triásico Inferior (Retallack *et al.*, 2011; Sun *et al.*, 2012). En la Placa Ibérica, los ecosistemas terrestres volvieron a estar activos después de un largo letargo de más de 4,5 m.a. tras la crisis P-T mostrando la primera aparición de plantas, insectos y tetrápodos tras dicha crisis a finales del Spathiense, coincidiendo con una etapa más húmeda (López-Gómez *et al.*, 2012; Borrueal-Abadía *et al.*, 2015; Fig. 5.7). Un filtro tafonómico ha sido descartado inicialmente, ya que la ausencia de fósiles durante ese tiempo incluye plantas, tetrápodos, insectos, suelos y bioturbación.

A pesar de las condiciones áridas registradas en la zona de estudio, la posición latitudinal de Iberia durante el Triásico Inferior indujo unas condiciones generalmente más húmedas que en la mayor parte del resto de Europa (Fig. 5.11). Durante el final del Triásico Inferior, la placa ibérica se localizaba en el hemisferio norte, frente al mar Tethys entre 10°N y 14°N (Dinarès-Turell *et al.*, 2005; Bourquin *et al.*, 2011; Domeier *et al.*, 2012). Durante este tiempo, los sistemas fluviales fluyeron hacia el mar, pero puntualmente fueron interrumpidos por campos de dunas eólicas (Galán-Abellán *et al.*, 2013a). Estas interrupciones, sin embargo, disminuyeron en el tiempo y el espacio al comienzo del Anisiense, aunque prevaleció una alternancia de condiciones húmedas y secas, las últimas iban siendo cada vez menos frecuentes.

Debido a la pronunciada orografía de la placa Ibérica, existían diferentes dominios climáticos de extensión irregular. Dicha placa formaba parte de la antigua frontera entre Gondwana y Laurasia, y durante la formación de Pangea experimentó deformaciones significativas identificadas en parte del corredor Varisco de Europa sudoccidental (Weil *et al.*, 2001; Martínez-Catalán, 2011). Tal deformación intensa llevó al desarrollo de cinturones montañosos que permanecieron durante todo el Pérmico e incluso el Triásico Inferior-Medio (López-Gómez *et al.*, 2012), y que inducirían cambios en la circulación atmosférica.

Fluteau *et al.* (2001) compararon diferentes escenarios paleogeográficos con simulaciones de paleo-elevaciones para el Pérmico superior mediante experimentos basados en variaciones de sensibilidad, y notaron un aumento sustancial de la aridez en el cinturón Varisco elevado, que contribuyó al desarrollo de facies eólicas y vegetación xeromórfica. Dichos autores también estimaron una altitud media entre 2000 y 3000 m en las áreas montañosas del sur de Europa durante el Pérmico superior (hasta 4.500

m en algunas zonas, según Eusden y Lux, 1994) que persistirían hasta el Olenekiense controlando el clima y los paleodrenajes (Bourquin *et al.*, 2011). La influencia tectónica en el clima también ha sido descrita durante el Triásico por Oyarzun *et al.* (1999) y Fluteau (2003). Estudios basados en variaciones geoquímicas llevados a cabo por Sinisi *et al.* (2014) en la isla de Cerdeña demostraron que la actividad tectónica durante el Pérmico inferior hasta el Triásico Inferior ligada a la transición desde la configuración de Pangea B a la de Pangea A, contribuyó a variaciones en la humedad, a un desarrollo rápido de la subsidencia y al reciclado de material del basamento.

Durante el Triásico Inferior, tres alturas importantes controlaron el cambio climático en Iberia: el Alto de Ateca-Montalbán, del Ebro y de Girona (Fig. 5.11). Estas áreas elevadas y los vientos dominantes del E y NE condujeron al desarrollo de sistemas aluviales y campos de dunas eólicas, como los observados en la Fm Cañizar (López-Gómez *et al.*, 2012). Estos paleorrelieves, que difieren en su morfología paleogeográfica, tamaño y orientación, permitieron el desarrollo de una vasta área de campos de dunas entre los Altos del Ebro y de Ateca-Montalbán en el Spathiense medio (Fig. 5.11; Borrueal-Abadía *et al.*, 2015). Los sistemas fluviales rodearían simultáneamente estos campos de dunas

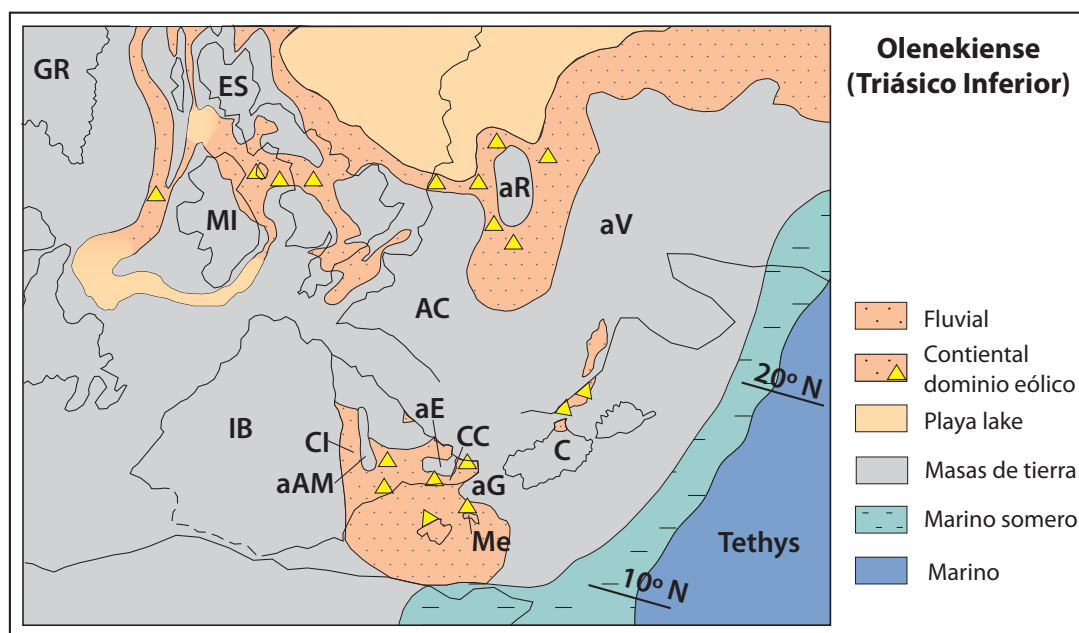


Fig. 5.11: Reconstrucción paleogeográfica de Iberia y las áreas vecinas durante el Triásico Inferior. Las cuencas en Iberia estaban separadas por zonas elevadas relacionadas con el desarrollo de sistemas de rift. Las paleolatitudes y los ambientes sedimentarios están parcialmente basados en Ziegler (1988), Dercourt *et al.* (1993), Bourquin *et al.* (2011) y Tyrrell *et al.* (2012). aAM: alto de Ateca-Montalbán, AC: Armórica, aE: alto del Ebro, aG: alto de Girona, aR: alto de Rhenish, aV: alto "Vindiceliano", C: Cerdeña, CC: Cuenca Costero Catalana, Cl: Cuenca Ibérica, ES: Escocia, Gr: Groenlandia, IB: Iberia, Me: Menorca, MI: Macizo Irlandés.

a través de corredores estrechos, y lo más probable es que nunca alcanzaran el Tethys, desarrollando sistemas endorreicos. Sin embargo, al sur del Alto de Ateca-Montalbán, prácticamente no se depositaron arenas eólicas, excepto en niveles puntuales de áreas aisladas (Galán-Abellán *et al.*, 2013a).

El Alto Ateca-Montalbán fue un límite geográfico con las zonas más húmedas hacia el ecuador, en el E de la Cuenca Argana (Marruecos), en la que no se registraron sedimentos eólicos durante el Triásico Inferior (Klein *et al.*, 2010; Tourani *et al.*, 2010). Estos límites climáticos son consistentes con las simulaciones de precipitación media anual de Bourquin *et al.* (2007), que indica más del doble de precipitaciones en Argana con respecto a la Placa Ibérica (de $<0,1$ mm/día a > 1 mm/día) durante el Olenekiense. Por el contrario, en Europa Central y del Sur se desarrollaron áreas áridas más extensas que en la Placa Ibérica durante este periodo de tiempo (Bourquin *et al.*, 2009; Bourquin *et al.*, 2011).

En la Placa Ibérica, y probablemente en las áreas vecinas de Europa Occidental, la tectónica relacionada con el evento Hardegsen podría haber reactivado también áreas ya elevadas (Aigner y Bachmann, 1992; López-Gómez *et al.*, 2012). Este nuevo escenario paleogeográfico pudo permitir la apertura de corredores en tierra que favorecieran el desarrollo y la reactivación de las redes de drenaje y el inicio de un episodio más húmedo al final del Spathiense, también favorecido por la posición latitudinal de Iberia cercana al ecuador. Estas circunstancias, la humedad, los corredores y las aguas más oxigenadas habrían contribuido a la recuperación de la fauna y la flora, y de sus migraciones, en estas cuencas al final del Triásico Inferior.

Como se ha expuesto anteriormente, las causas que impulsaron los cambios climáticos inferidos durante el final del Pérmico y el Triásico Inferior han sido ampliamente discutidas por diferentes autores, y posiblemente estén relacionadas con diferentes pulsos de vulcanismo en Siberia.

6. INDICADORES MINERALÓGICOS Y GEOQUÍMICOS

6. INDICADORES MINERALÓGICOS Y GEOQUÍMICOS

6.1 PETROLOGÍA

En este apartado se realiza una recopilación de los datos petrológicos de las unidades de estudio, basado en los trabajos de De la Horra (2008), Alonso-Azcárate *et al.* (1997) y Galán-Abellán (2011) sobre las rocas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica; en el estudio de Marzo (1980) y Galán-Abellán (2011) sobre la Cordillera Costero Catalana; en Rosell *et al.* (1988) relativo a Menorca y en Cassinis *et al.* (1996, 1999) y Fontana *et al.* (2001) sobre la región de Nurra en Cerdeña (Fig.6.1.1 y Tabla 6.1.1). Durante la realización de la presente tesis doctoral nos hemos basado en dicha caracterización petrológica, al mismo tiempo que se ha seguido un control comprobando que las muestras analizadas de las diferentes unidades cumplieran las características descritas.

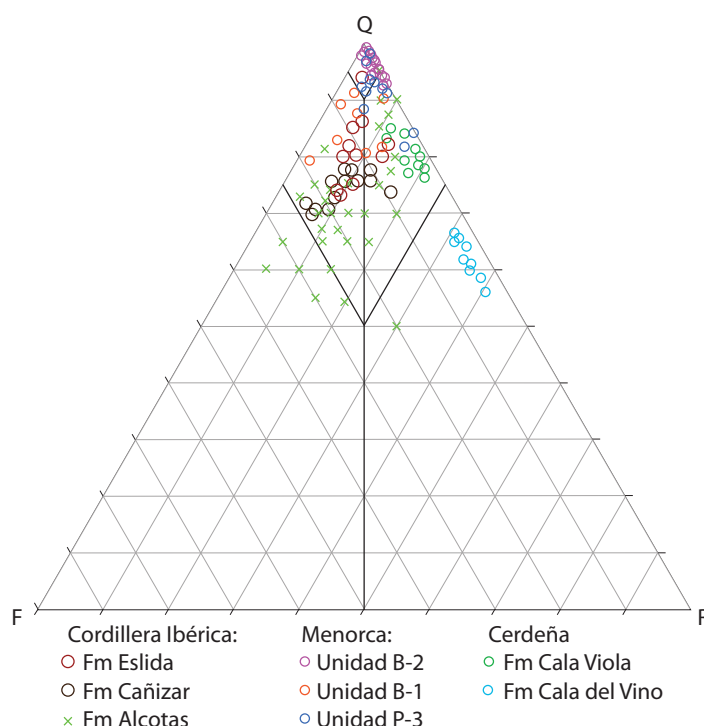


Fig. 6.1.1: Representación de las muestras de las unidades de estudio de la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña en el diagrama QFR propuesto por Pettijohn (1975).

Tabla 6.1.1: Caracterización petrológica de las unidades de estudio de la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña.

Unidad			Litología	Referencias
Cordillera Ibérica	Pérmico	Fm Alcotas	Areniscas: arcosas . Tamaño de grano fino-grueso. Esqueleto: fundamentalmente cuarzo, feldespato 5-20%, micas, fragmentos de rocas Matriz: illita (y caolinita). Cementos: cuarzo. Lutitas: limolitas . cuarzo, illita, caolinita, (feldespatos, hematites).	Alonso-Azcárate <i>et al.</i> (1997), De la Horra (2008)
	Triásico	Fm Cañizar	Areniscas: arcosas . Tamaño de grano fino-grueso. Esqueleto: principalmente cuarzo y albita. Matriz: illita, feldespato potásico, cuarzo y hematites. Cementos: ferruginosos, de feldespato y de cuarzo.	Alonso-Azcárate <i>et al.</i> (1997), Galán-Abellán (2011)
		Fm Eslida	Areniscas: subarcosas y cuarzoarenitas . Tamaño de grano fino-medio Esqueleto: cuarzo, feldespatos, micas detríticas (moscovita y biotita), escasos fragmentos de roca, minerales accesorios detríticos (circón, turmalina, monacita, xenotima, apatito y rutilo) y autigénicos (hematites). Matriz: illita, con proporciones menores de caolinita o pirofilita Cementos: ferruginosos, de feldespato y de cuarzo. Lutitas: limolitas . cuarzo, illita, caolinita, (feldespatos).	Alonso-Azcárate <i>et al.</i> (1997), Galán-Abellán (2011)
Cordillera Costero Catalana	Triásico	Unidades Conglomeradas Prades Sup., Areniscas Prades Inf. y Sup.	Areniscas: subarcosas . Tamaño de grano medio-muy grueso. Esqueleto: cuarzo, feldespatos, micas detríticas, minerales accesorios detríticos (circón, turmalina, monacita, xenotima, apatito y rutilo). Matriz: illita, moscovita. Cementos: ferruginosos, de feldespato, cuarzo, (carbonato). Lutitas: limolitas	Marzo (1980), Galán-Abellán (2011)
Menorca	Pérmico	Unidad P-3	Areniscas: cuarzoarenitas y sublitoarenitas . Tamaño de grano medio (grueso) Esqueleto: cuarzo fundamentalmente, feldespato y fragmentos de roca. Lutitas: limolitas	Rosell <i>et al.</i> (1988)
	Triásico	Unidad B-1 Unidad B-2	Areniscas: Unidad B-1, cuarzoarenitas . Tamaño de grano medio (grueso). Unidad B-2, subarcosas . Tamaño de grano fino-medio. Esqueleto: cuarzo, feldespato 5-20%, fragmentos de roca escasos. Lutitas: limolitas	Rosell <i>et al.</i> (1988)
Cerdeña	Pérmico	Fm Cala del Vino	Areniscas: litoarenitas y sublitoarenitas . Tamaño de grano medio-grueso. Esqueleto: cuarzo, moscovita y minerales pesados (zircones, turmalina, rutilo y titanita). Calcita y dolomita autigénicas, y parches de hierro abundantes (llegando a representar 1/3 de la roca). Lutitas: limolitas	Cassinis <i>et al.</i> (1996); Cassinis <i>et al.</i> (1999)
	Triásico	Fm Porticciolo Fm Cala Viola	Areniscas: ortocuarcitas . Tamaño de grano fino-grueso Esqueleto: cuarzo, feldespato, fragmentos de roca escasos, minerales pesados (zircón, turmalina, titanita y rutilo). Lutitas: limolita-argilitas	Cassinis <i>et al.</i> (1996); Fontana <i>et al.</i> , (2001)

6.2 MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS MINERALES APS

6.2.1. Introducción

Como se ha comentado en el planteamiento del trabajo, una de las características más significativas encontrada en trabajos previos en muestras continentales de la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana es la presencia sistemática de fosfato-sulfatos aluminicos (minerales APS) ricos en estroncio, que potencialmente pueden servir como indicadores de las condiciones de formación de las rocas en las que aparecen. Los estudios previos se centraban fundamentalmente en establecer el carácter diagenético temprano de estos minerales y su posible relación con las condiciones paleoambientales, así como las posibles fuentes de S, P y Sr. Sin embargo, no existían datos fiables sobre el contenido en APS en las distintas unidades (Galán-Abellán, 2011; Galán-Abellán *et al.*, 2013b, c). Por ello, en este capítulo se pretende cubrir dos objetivos principales: 1) Establecer un método fiable de cuantificación de estos minerales que permita conocer las variaciones reales que pudieran existir entre las diferentes unidades de estudio. 2) Estudiar las variaciones de concentración de los minerales APS en distintas secciones de la Cordillera Ibérica, y comparar los resultados con los datos obtenidos en distintas cuencas del oeste del Tethys (Cordillera Costero Catalana y Menorca en España, y Cerdeña en Italia), con el fin de establecer el carácter local o regional de las condiciones paleoambientales.

Los minerales APS, cuyo nombre ha sido acuñado en base a los elementos principales del supergrupo, son miembros del grupo de la alunita-jarositita. Su fórmula general es $AB_3(XO_4)_2(OH)_6$, donde A es un catión grande (Na^+ , U^{3+} , K^+ , Ag^+ , NH_4 , Pb^{2+} , Ca^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} , REE) en coordinación dodecaédrica, mientras que la posición B suele estar ocupada por cationes trivalentes como Al^{3+} , Fe^{3+} , Cu^{2+} y Zn^{2+} en coordinación octaédrica. En la naturaleza, el grupo aniónico $(XO_4)^{-}$ está ocupado generalmente por cationes P^{5+} y S^{6+} (menos frecuentemente As^{5+}) en coordinación tetraédrica (Strunz y Tennyson, 1982; Scott, 1987; Dill, 2001) (Fig. 6.2.1). Los minerales APS están formados por láminas de octaedros de aluminio, cada uno de ellos compartiendo cuatro vértices con otros octaedros, formando grandes anillos trigonales y hexagonales perpendiculares al eje c (Radoslovich y Slade, 1980). Los cationes A están situados en la cavidad formada por un anillo hexagonal con seis grupos OH^- (Hawthorne *et al.*, 2000).

Los minerales APS se forman en condiciones de alta actividad de iones PO_4^{3-} , alto potencial de oxígeno y valores de pH relativamente bajos, pero una vez formados son muy insolubles (Vieillard *et al.*, 1979; Stoffregen y Alpers, 1987; Spötl, 1990; Gaboreau *et*

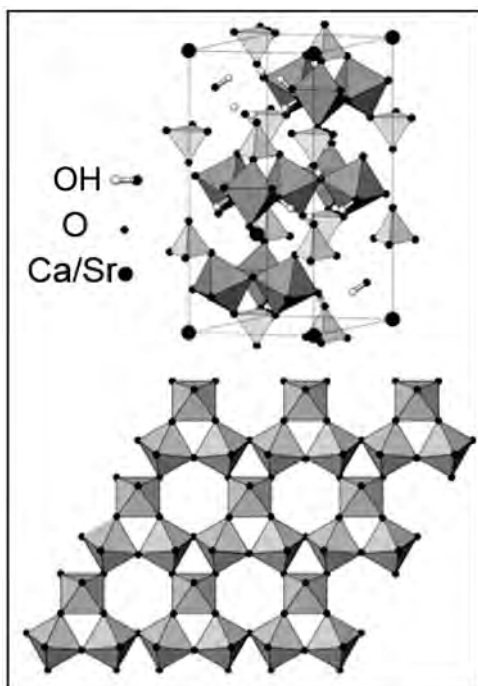


Fig. 6.2.1: Esquema de la estructura de los minerales APS con las posiciones A y X ocupadas por los cationes principales.

al., 2005). Este tipo de minerales se encuentran en ambientes geológicos muy diversos, incluyendo ambientes metamórficos, ígneos, hidrotermales y sedimentarios-diagenéticos, estando normalmente asociados a rocas metamórficas de bajo grado, pegmatitas o alteraciones hidrotermales de rocas volcánicas, siendo muy poco frecuentes en las rocas sedimentarias (Stoffregen y Alpers, 1987; Dill, 2001; Gall y Donaldson, 2006).

En los medios sedimentarios la mayoría de estos minerales aparecen como fosfatos libres de sulfatos (por ejemplo, crandallita, goyazita; Triplehorn *et al.*, 1991; Rasmussen, 1996) o sulfatos libres de fosfatos (como la alunita y la natroalunita; Khalaf, 1990; Polyak y Güven, 1996). Sin embargo, las composiciones intermedias de sulfato y fosfato son frecuentes

en los escasos estudios que han identificado la presencia de minerales APS en medios continentales, donde estos minerales se presentan como fases accesorias relacionadas con condiciones diagenéticas tempranas en las que la disolución de los granos de fosfato detrítico en un entorno de pH bajo facilitó su precipitación (Spötl, 1990; Benito *et al.*, 2005; Pe-Piper y Dolansky, 2005; Galán-Abellán *et al.*, 2013b, c).

Estas fases minerales se describieron por primera vez en la Cordillera Ibérica por Benito *et al.* (2005), y posteriormente Galán-Abellán (2011) y Galán-Abellán *et al.*, (2013b, c) atribuyeron su formación a procesos diagenéticos tempranos relacionados con aguas meteóricas ácidas.

6.2.2. Minerales APS del área de estudio

6.2.2.1. Estudios previos en la Cordillera Ibérica y Costero Catalana

De acuerdo con estudios previos (Galán-Abellán, 2011; Galán-Abellán *et al.*, 2013b, c), los minerales APS de las unidades de estudio de la Cordillera Ibérica y Costero Catalana se encuentran como pequeños cristales pseudocúbicos (0,5-6 μm) de carácter idiomorfo y con delicadas caras escalonadas, diseminados en la porosidad primaria, y

como agregados policristalinos (100-200 µm de longitud) que reemplazan fragmentos líticos de metapelita o junto a óxidos de hierro. Su composición es bastante homogénea (soluciones sólidas entre los términos woodhouseita, svanbergita, crandallita y goyazita), estando compuestos principalmente por Al, Ca, P, Sr y S, con cantidades menores de elementos de tierras raras como La, Ce y Nd. Su fórmula estructural media es: $(\text{REE}_{0,09} \text{K}_{0,01} \text{Ba}_{0,01} \text{Ca}_{0,27} \text{Sr}_{0,51}) \text{Al}_{3,09} (\text{P}_{1,53} \text{S}_{0,43} \text{As}_{0,01} \text{Si}_{0,05}) \text{O}_8 (\text{OH})_6$.

Según las relaciones texturales de los minerales APS con otras fases se observa que los cementos de cuarzo e illita se encuentran rodeando a los minerales APS, adaptándose a su morfología. Además, se aprecia la sustitución de fragmentos de pizarra por minerales APS y hematites, y una estrecha asociación de los cristales APS diseminados y la caolinita con micas detríticas alteradas. Asimismo, estas fases minerales se encuentran interrelacionadas con la caolinita, ya que los APS se encuentran rodeando a la caolinita y viceversa, y con la hematites (parches de óxido de hierro).

Por otro lado, la compactación mecánica afecta principalmente a micas detríticas y fragmentos líticos, sin embargo, los fragmentos líticos reemplazados por minerales APS normalmente están menos deformados que los fragmentos no reemplazados, ya que los minerales APS son más resistentes a la compactación mecánica.

Por todo ello, Galán-Abellán *et al.* (2013b, c) infirieron que los minerales APS precipitaron durante la diagénesis temprana, con anterioridad a la compactación del sedimento, y probablemente todavía en contacto con aguas meteóricas.

En el estudio de los minerales APS durante la realización de esta tesis en la Cordillera Ibérica y Costero Catalana se ha seguido un control comprobando que estas relaciones texturales se cumplían en la muestras obtenida en otras secciones estudiadas.

6.2.2.2. Características texturales y composicionales de los APS en otras cuencas del oeste del Tethys

Con el fin de conocer si las condiciones necesarias para la precipitación de los minerales APS se dieron a escala de cuenca o fue algo local, se analizaron estas fases minerales en muestras de diferentes secciones de la Cordillera Ibérica y Costero Catalana, ampliando los datos de trabajos previos. Además, el estudio se extendió a otras cuencas del oeste del Peri-Thetys, concretamente a Menorca y la región de Nurra de Cerdeña.

En todas las muestras estudiadas los minerales APS tienen un tamaño comprendido entre 0,4 y 7 µm cuando se encuentran diseminados, mientras que los agregados policristalinos presentan una longitud que varía entre 100 y 250 µm en las muestras de

Menorca y entre 50 y 100 μm en Cerdeña (Figs. 6.2.2 y 6.2.3). Hay que destacar que en términos generales, los cristales diseminados en las muestras estudiadas en Cerdeña presentan sistemáticamente tamaños más reducidos, que raramente sobrepasan las 2 μm . Sin embargo, en ambas cuencas los cristales son idiomorfos y con hábito pseudocúbico, del mismo modo que en la Cordillera Ibérica y Costero Catalana (Figs. 6.2.2 y 6.2.3).

Según las relaciones texturales de dichos minerales con otras fases, tanto en las muestras de Menorca como de Cerdeña se observa una relación paragenética con caolinita, de modo que es frecuente encontrar cristales de APS diseminados y agregados rodeados por este filosilicato, del mismo modo que se encuentra caolinita rodeada por minerales APS (Figs. 6.2.3b). Además, en algunas ocasiones se pueden ver también micas detríticas que se deforman adaptándose a la forma de los agregados (Fig. 6.2.3b).

En las muestras estudiadas en Menorca y Cerdeña se aprecia además que los agregados policristalinos de minerales APS se disponen entre los granos de cuarzo, rodeados por cemento de esta misma composición (Fig. 6.2.4). Los cementos se adaptan claramente a la forma de los APS, indicando el carácter más temprano de estas fases (Fig. 6.2.3a, c, d). Si bien, en algunas ocasiones las imágenes obtenidas con electrones

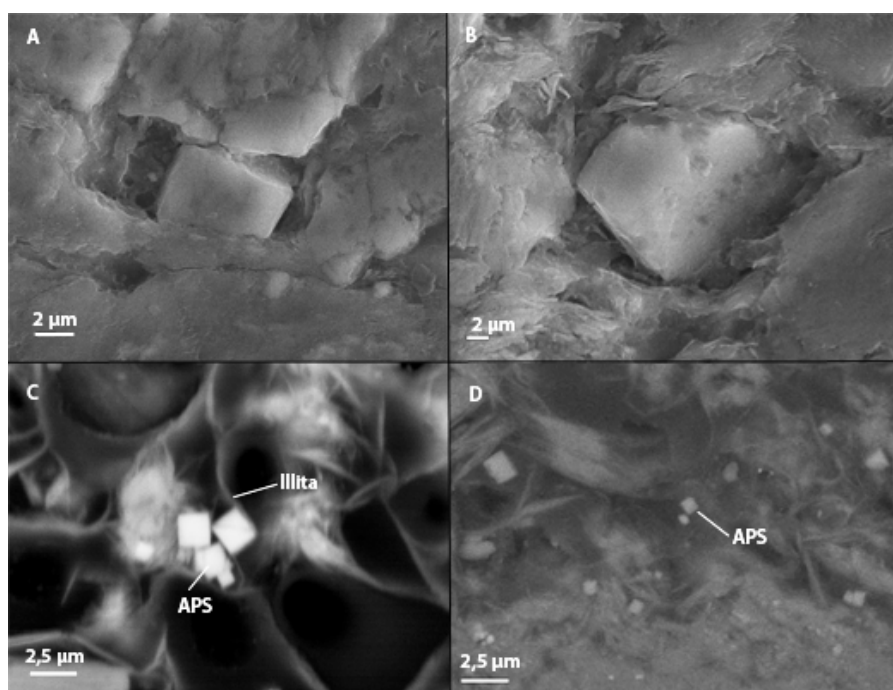


Fig. 6.2.2: Imágenes detalladas obtenidas mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) de los cristales APS en lámina delgada en muestras de Cerdeña. A, B) cristales aislados idiomórficos y pseudocúbicos de minerales APS. C) Los cementos illita se adaptan a la forma de un pequeño cristal pseudocúbico de APS. D) Pequeños cristales de minerales APS pseudocúbicos diseminados.

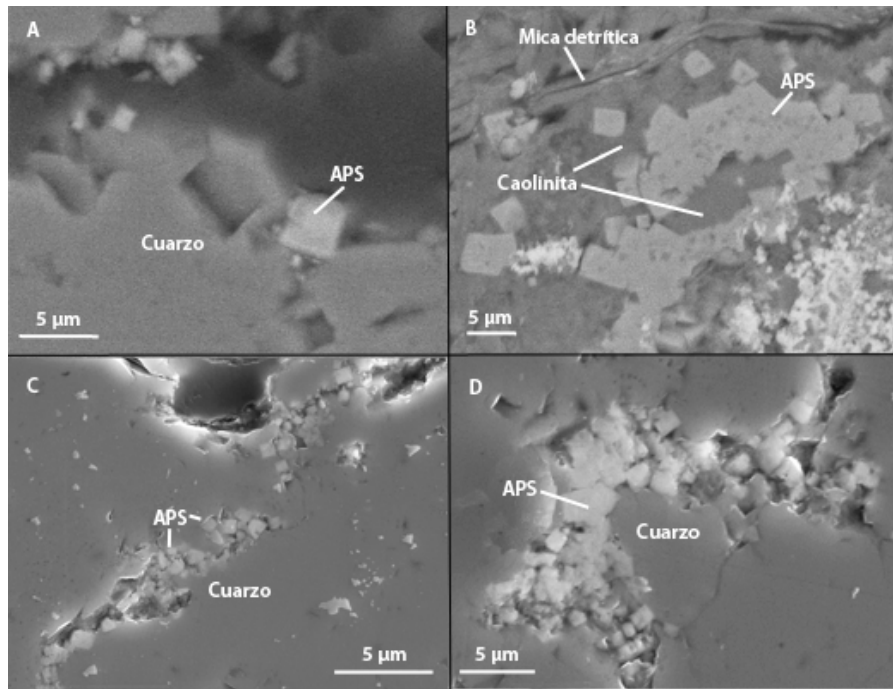


Fig. 6.2.3: Imágenes detalladas obtenidas mediante microscopía electrónica de barrido de los cristales APS en lámina delgada en muestras de Menorca. A) Minerales APS rodeados por cemento de cuarzo y moldes de cristales APS preservados en dicho cemento. B) Cemento de caolinita rodeando a un agregado de minerales APS a la vez que los APS rodean a la caolinita. En la parte superior de la imagen se observa una mica detrítica deformada que se adapta a la morfología del agregado. C y D) Agregados de minerales APS entre granos detríticos de cuarzos y rodeados por cemento de cuarzo.

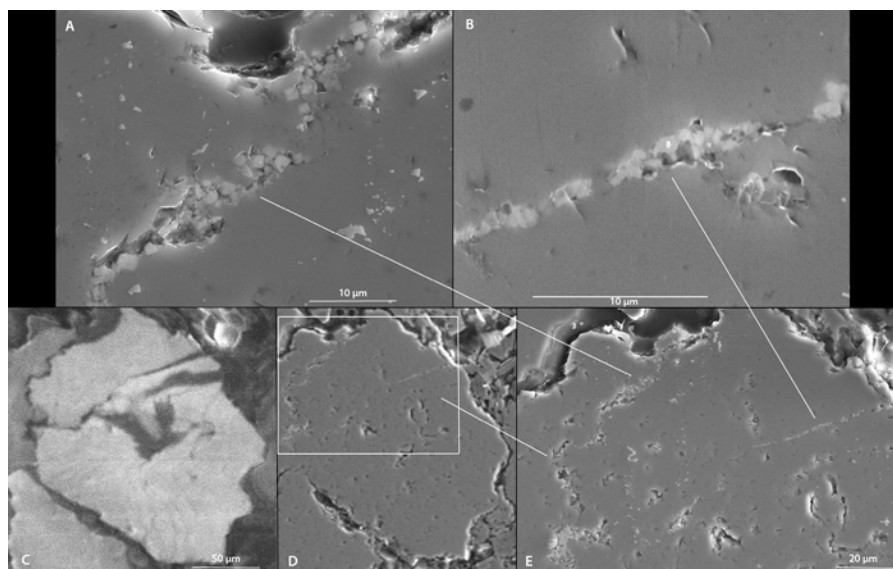
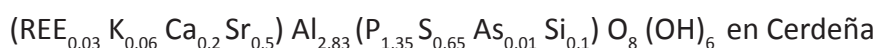
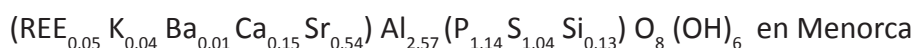


Fig. 6.2.4: Imágenes obtenidas con electrones retrodispersados con SEM y catodoluminiscencia. A y B) Detalle de agregados de minerales APS entre granos de cuarzo y rodeados por cemento diagenético de cuarzo en una ampliación de la fotografía E. C) Imagen obtenida con catodoluminiscencia en la que se diferencian los distintos granos de cuarzo y los cementos. D) Imagen de la misma zona que C obtenida con electrones retrodispersados, en ella se puede observar que la porosidad entre los granos de cuarzo está ocupada por los minerales APS (en blanco) y cemento de cuarzo. E) Imagen ampliada del rectángulo de la imagen D en la que se observan los minerales APS relleno la porosidad primaria.

retrodispersados no permiten distinguir los granos de cuarzo de los cementos, esta diferenciación se observa claramente en imágenes obtenidas mediante cátodo-luminiscencia (Fig. 6.2.4).

En el caso de las muestras de Cerdeña, ya se ha indicado que los minerales APS presentan tamaños más reducidos, y es menos frecuente la presencia de agregados policristalinos. No obstante, se puede apreciar que los cementos diagenéticos de illita se adaptan a la forma de los pequeños cristales de APS (Fig. 6.2.2c), que además, están también en contacto con agregados de caolinita (Fig. 6.2.2c).

Los minerales APS presentan una composición similar en todas las secciones estudiadas (Tablas 6.2.1 y 6.2.2). Debido al pequeño tamaño de estos minerales, en algunas ocasiones los datos composicionales obtenidos muestran una ligera contaminación en Si, a causa del cuarzo que les rodea, por lo que para el cálculo de las fórmulas estructurales que se detallan a continuación se han elegido las composiciones con unos valores en Si inferiores, a su vez se ha realizado un sumatorio de las tierras raras (REE) presentes en dichos minerales. Las fórmulas estructurales representativas obtenidas para las muestras de Menorca y Cerdeña son:



Las composiciones de los minerales APS se han representado en el diagrama triangular alunita-crandalita-goyacita, donde se puede apreciar que corresponden a composiciones intermedias entre woodhouseita, svanbergita, crandalita y goyacita (Fig. 6.2.5). Se observa también que las composiciones son muy similares a las determinadas en las muestras de la Cordillera Ibérica y Costero Catalana.

Con estos datos se puede afirmar que las relaciones texturales observadas son análogas a las descritas en trabajos previos en la Cordillera Ibérica y Costero Catalana. En las muestras estudiadas de Menorca y Cerdeña se ha observado un carácter idiomorfo de estos minerales APS, que, al igual que en la Cordillera Ibérica y Costero Catalana, permite descartar un origen detrítico. Además, como discuten Galán-Abellán *et al.* (2013b, c), el tamaño extremadamente pequeño y homogéneo (0,7 a 5 μm) de los cristales indica una alta velocidad de nucleación durante la precipitación, que presumiblemente tuvo lugar durante un corto período de tiempo.

Asimismo, se encuentran cementos de cuarzo e illita rodeando y adaptándose a la forma de dichos minerales APS, indicando que estas últimas fases minerales precipitaron con anterioridad. Las relaciones texturales indican que estas fases se formaron después de

Tabla 6.2.1: análisis químicos realizados con microsonda electrónica (EMPA) de minerales APS de muestras seleccionadas de las secciones estudiadas de Menorca. Los contenidos catiónicos presentados en la mitad inferior de la tabla se han calculado sobre la base de 11 átomos de oxígeno.

MENORCA										
Nº Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	1,32	1,48	11,13	-	15,09	6,46	3,53	4,27	14,26	12,41
P ₂ O ₅	23,97	22,35	17,33	21,47	17,16	19,73	20,76	20,61	17,30	20,66
SO ₃	8,99	8,89	4,44	10,19	6,49	7,93	7,93	8,80	5,70	6,29
SrO	17,02	17,59	8,30	14,44	9,31	13,02	13,92	12,47	6,56	9,78
Al ₂ O ₃	37,63	34,37	35,43	34,97	30,96	33,15	34,27	35,19	27,98	32,18
FeO	0,26	0,10	0,30	0,41	0,55	0,41	0,88	0,35	4,19	0,14
MgO	0,11	0,06	0,91	0,07	0,35	0,23	0,16	0,19	1,58	0,43
BaO	0,03	-	0,08	0,12	0,06	0,10	0,02	0,08	0,04	0,28
CaO	1,91	1,59	2,39	2,78	2,20	2,23	2,26	2,60	3,74	2,99
Na ₂ O	-	-	0,11	0,06	0,11	0,09	-	0,08	0,33	0,09
K ₂ O	0,22	0,35	1,44	0,25	1,55	0,87	0,86	0,92	0,71	0,50
La ₂ O ₃	0,43	0,29	0,50	0,62	0,40	0,53	0,40	0,71	0,41	0,51
Ce ₂ O ₃	0,51	0,97	1,73	1,51	1,17	1,31	1,23	1,59	1,18	1,57
Nd ₂ O ₃	0,24	0,32	0,79	0,69	0,44	0,56	0,48	0,68	0,58	0,76
Total	92,97	88,71	85,23	88,32	86,09	87,11	87,14	89,28	85,05	89,09
Si	0,08	0,09	0,77	-	0,98	0,41	0,23	0,26	0,96	0,78
P	1,21	1,19	1,01	1,11	0,94	1,07	1,13	1,08	0,99	1,11
S	1,00	1,05	0,57	1,17	0,79	0,95	0,96	1,02	0,72	0,75
Sr	0,59	0,64	0,33	0,51	0,35	0,48	0,52	0,45	0,26	0,36
Al	2,64	2,54	2,87	2,52	2,36	2,50	2,60	2,56	2,22	2,40
Fe	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05	0,02	0,24	0,01
Mg	0,01	0,01	0,09	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,16	0,04
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
Ca	0,12	0,11	0,18	0,18	0,15	0,15	0,16	0,17	0,27	0,20
Na	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,04	0,01
K	0,02	0,03	0,13	0,02	0,13	0,07	0,07	0,07	0,06	0,04
La	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Ce	0,01	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04
Nd	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02

Tabla 6.2.2: análisis químicos realizados con microsonda electrónica (EMPA) de minerales APS de muestras seleccionadas de la sección estudiada de Cerdeña. Los contenidos catiónicos presentados en la mitad inferior de la tabla se han calculado sobre la base de 11 átomos de oxígeno.

CERDEÑA											
Nº Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	13,28	5,25	2,03	6,88	6,91	0,77	3,72	1,14	0,06	15,54	17,27
P ₂ O ₅	18,11	22,65	25,99	20,69	20,67	25,33	24,15	25,27	26,31	18,38	18,99
SO ₃	3,51	4,97	4,81	3,95	3,93	6,26	5,27	5,88	6,03	2,86	2,98
SrO	7,29	12,83	14,67	10,56	10,21	14,34	12,41	14,89	15,68	5,95	6,55
Al ₂ O ₃	37,93	36,44	36,26	33,25	34,08	36,63	35,81	36,85	35,56	33,55	35,35
FeO	2,12	0,34	0,27	0,38	0,42	0,26	0,44	0,31	0,20	0,51	1,01
MgO	0,48	0,19	0,10	0,30	0,26	0,05	0,08	0,05	0,03	0,40	0,32
CaO	2,40	2,66	2,99	2,30	2,56	3,30	2,96	3,08	2,79	1,50	2,33
Na ₂ O	0,67	0,15	0,02	0,06	0,18	-	0,06	-	0,10	0,09	0,21
K ₂ O	2,78	1,17	0,43	1,97	1,61	0,21	0,76	0,27	0,07	3,03	2,28
La ₂ O ₃	0,57	0,17	0,25	0,21	0,23	0,25	0,53	0,23	0,28	0,76	0,91
Ce ₂ O ₃	2,83	0,62	0,74	0,71	0,80	0,59	1,17	0,65	0,70	3,41	2,78
Pr ₂ O ₃	0,09	0,01	0,07	0,02	0,03	0,08	0,08	-	0,05	0,20	0,16
Nd ₂ O ₃	0,75	0,29	0,37	0,33	0,38	0,34	0,39	0,27	0,40	0,95	1,17
Total	93,26	87,94	89,27	82,37	82,57	88,57	87,99	89,08	88,55	87,25	92,72
Si	0,87	0,35	0,14	0,50	0,50	0,05	0,25	0,07	-	1,08	1,13
P	1,01	1,28	1,47	1,27	1,26	1,39	1,36	1,40	1,46	1,09	1,06
S	0,43	0,62	0,60	0,54	0,53	0,76	0,66	0,72	0,74	0,37	0,37
Sr	0,28	0,50	0,57	0,44	0,43	0,54	0,48	0,56	0,60	0,24	0,25
Al	2,94	2,86	2,85	2,84	2,89	2,80	2,80	2,83	2,75	2,76	2,74
Fe	0,12	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,06
Mg	0,05	0,02	0,01	0,03	0,03	-	0,01	-	-	0,04	0,03
Ca	0,17	0,19	0,21	0,18	0,20	0,23	0,21	0,22	0,20	0,11	0,16
Na	0,09	0,02	-	0,01	0,02	-	0,01	-	0,01	0,01	0,03
K	0,23	0,10	0,04	0,18	0,15	0,02	0,06	0,02	0,01	0,27	0,19
La	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Ce	0,07	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,09	0,07
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Nd	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03

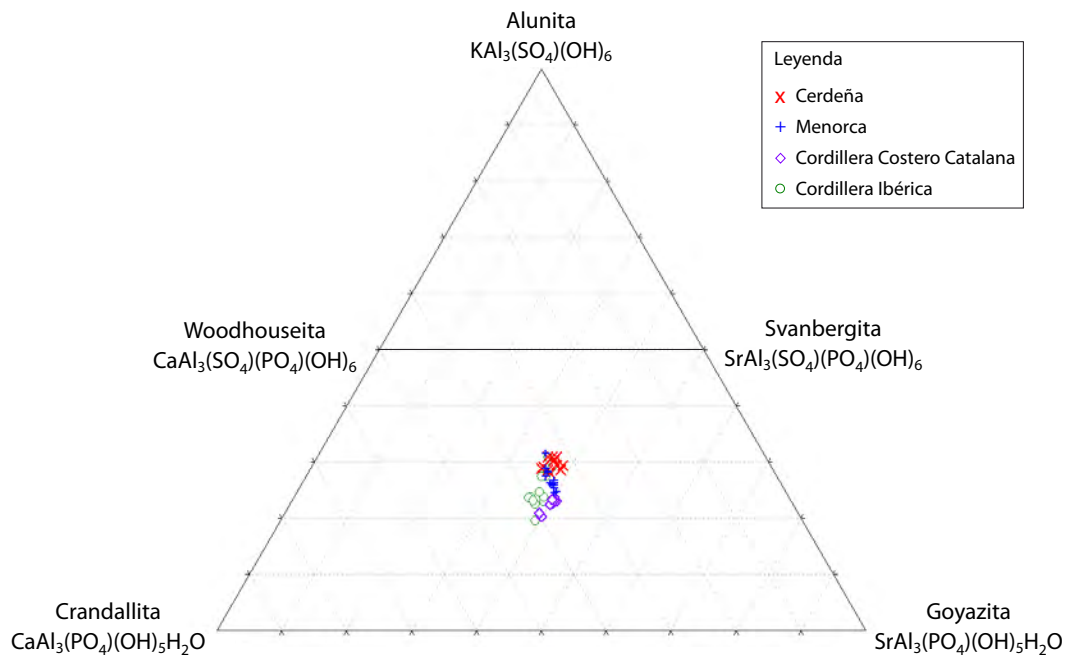


Fig. 6.2.5: Diagrama triangular con la composición media de los minerales APS analizados en la zona de estudio mediante microsonda electrónica.

la desestabilización parcial o completa de minerales preexistentes, como lo demuestran la estrecha asociación de los cristales APS diseminados y la caolinita con micas detríticas alteradas. Al mismo tiempo que estas fases se encuentran interrelacionadas con la caolinita, presentando una relación co-genética, ya que los APS se encuentran rodeando a la caolinita y viceversa.

Por otro lado, la formación de los minerales APS tuvo lugar antes de la principal compactación sedimentaria, ya que la compactación mecánica afecta principalmente a micas detríticas y fragmentos líticos. Sin embargo, los fragmentos líticos reemplazados por minerales APS normalmente están menos deformados que los fragmentos no reemplazados, ya que los minerales APS son más resistentes a la compactación mecánica.

Como se ha comentado anteriormente, la precipitación de minerales APS requiere condiciones de pH bajo (Dill, 2001), y la caolinita (estrechamente interconectada con los minerales APS) también está típicamente relacionada con aguas meteóricas ácidas (Hurst and Irwin, 1982; Bjørlykke, 1998). Además, la caolinita reemplaza frecuentemente feldespatos corroídos y micas detríticas, sugiriendo que se formó a través de reacciones de intemperización (hidrólisis) de estas fases en condiciones ácidas (por ejemplo Hurst y Irwin, 1982 y Bjørlykke, 1998).

Por tanto, se puede afirmar que la precipitación de los minerales APS en los sedimentos de la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña se

produjo durante las primeras etapas diagenéticas, poco después de la sedimentación, probablemente todavía en contacto con aguas meteóricas y por tanto, estos minerales pueden utilizarse como un indicador de las condiciones de pH y Eh existentes en el medio en el momento de su depósito. Como requieren unas condiciones ácidas y oxidantes para su formación, se ha inferido que precipitaron en presencia de aguas meteóricas ácidas.

6.2.3. Método para la cuantificación de minerales APS

Una vez establecido el carácter diagenético temprano de los minerales APS y su potencial como indicadores de condiciones paleoambientales en los sedimentos continentales, el siguiente paso fue encontrar un método de cuantificación de estas fases minerales, con el fin de determinar las variaciones del contenido de dichos minerales en las diferentes unidades estudiadas en las distintas cuencas, y poder establecer comparaciones con otros parámetros (como bioturbación, macroflora, desarrollo pedogénico...).

A pesar de que estos minerales son buenos indicadores de las condiciones físico- químicas en el momento de su formación, existen pocos estudios sobre ellos, probablemente debido a su pequeño tamaño ($<0,1-10\ \mu\text{m}$) y las bajas concentraciones en las que se encuentran, generalmente menos del 0,05% (Gaboreau *et al.*, 2007), y según nuestro conocimiento, no se ha descrito ninguna técnica para su cuantificación.

En este capítulo, se propone y describe un método para cuantificar dichos minerales APS. Siguiendo el orden cronológico de los acontecimientos, se explica a continuación cómo se estableció el método de cuantificación sobre muestras de la Cordillera Ibérica, para posteriormente aplicarlo en diferentes cuencas del O del Peri-Tethys: en la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, Menorca y la región de Nurra en Cerdeña.

6.2.3.1. Metodología

Con el objetivo de obtener una metodología para cuantificar los minerales APS se han analizado muestras del Pérmico medio-superior y Triásico Inferior-Medio (Formaciones Alcotas, Cañizar y Eslida) en tres secciones de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica: Talayuelas, Gátova y Benicassim (Fig. 6.2.6).

Los minerales APS observados en este estudio son de pequeño tamaño (alrededor de $0,4\ \mu\text{m}$ y $7\ \mu\text{m}$ como máximo), por lo que sólo pueden identificarse bajo un microscopio petrográfico cuando se encuentran formando agregados policristalinos ($100-250\ \mu\text{m}$).

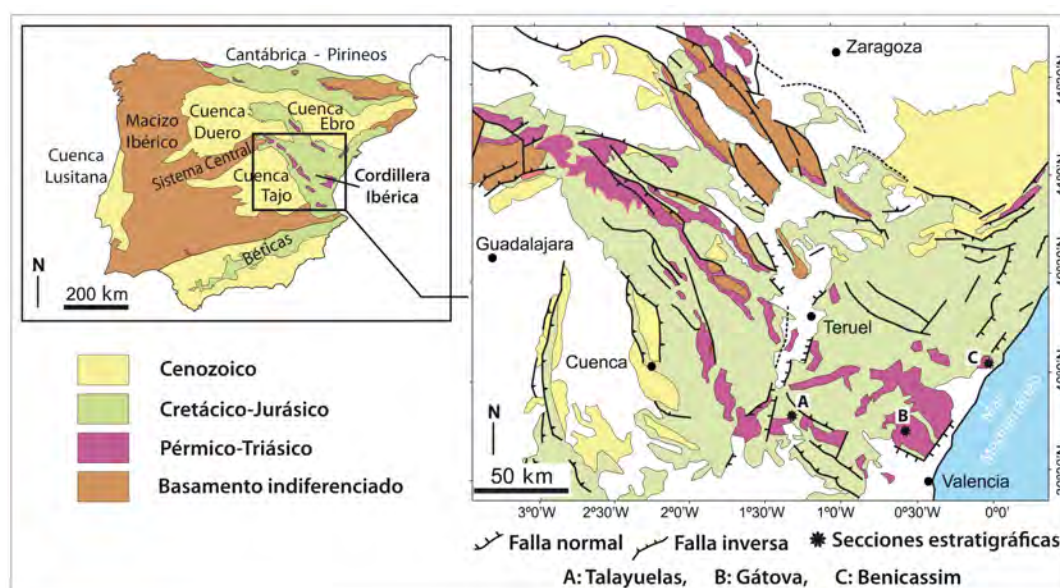


Fig. 6.2.6: Localización geográfica del área de estudio en la que se sitúan las secciones analizadas para el desarrollo del método de cuantificación de los minerales APS.

Además, sus propiedades ópticas (incoloros y baja birrefringencia) también dificultan su identificación. Por ello, en este capítulo se propone un método para estimar sus proporciones relativas en las rocas, basado en la realización de mapas de distribución de elementos constitutivos de estos minerales, utilizando una microsonda electrónica (EMPA). Todos los ensayos se realizaron con una JEOL JXA-8900 M WDS en el ICTS Centro Nacional de Microscopia Electrónica (Madrid), con un voltaje de aceleración de 20 keV y un tamaño de punto de 1 μm .

Para determinar el porcentaje del área ocupada por los minerales APS, se realizaron mapas de las distribuciones según su concentración de los elementos Sr, P, S, Al y Ca en láminas delgadas, en áreas seleccionadas aleatoriamente (Fig. 6.2.7). Se asumió que las áreas donde las distribuciones de Sr, P, S y Ca coincidían en estos mapas eran claramente indicativas de la presencia de minerales APS, dado que no se ha identificado ninguna otra fase mineral en la que estén todos presentes. Con el fin de establecer el área mínima necesaria para obtener datos fiables en cada lámina delgada, se compararon los resultados obtenidos en tres áreas diferentes de la misma lámina delgada en 5 muestras diferentes de areniscas y lutitas: en 7,5 mm² (obtenidos a partir del análisis de 30 mapas aleatorios de 0,25 mm²), 5 mm² (20 mapas) y 2,5 mm² (10 mapas). El área de 2,5 mm² se determinó como adecuada para una estimación fiable del porcentaje de minerales APS en cada lámina delgada, ya que el error relativo de los resultados de analizar 7,5 mm², 5 mm² y 2,5 mm² fue inferior al 6,6% (Tabla 6.2.3). Utilizando un programa de imagen (ImageJ) en los mapas resultantes, las áreas ocupadas por los minerales APS se calcularon como un porcentaje.

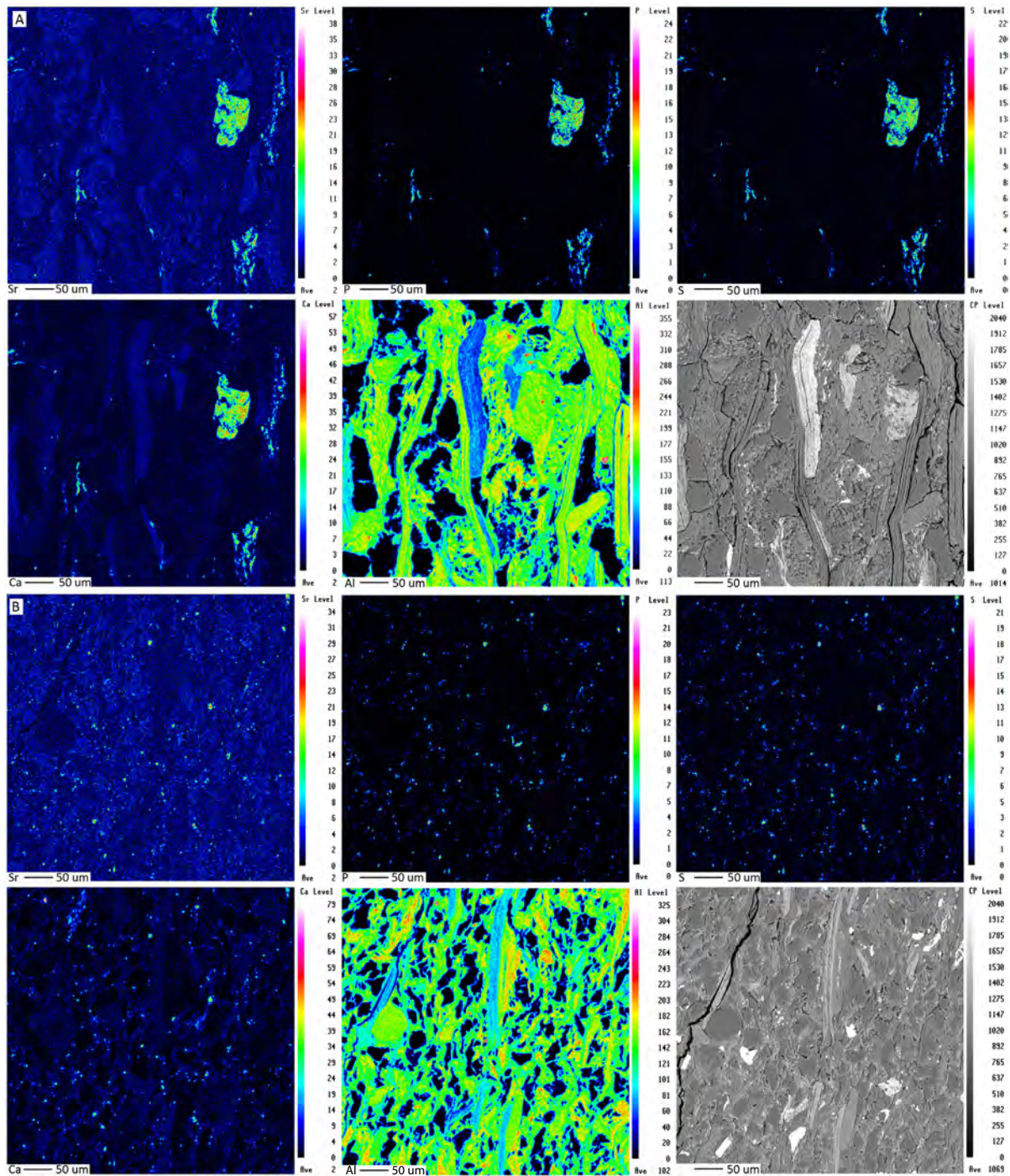


Fig. 6.2.7: Mapas de elementos (Sr, P, S, Ca, Al) realizados con electrones retrodispersados obtenidos mediante microsonda electrónica en dos muestras diferentes. Las zonas donde coinciden estos elementos indican la presencia de minerales APS. Los colores en los mapas representan la intensidad de la señal (cuentas por segundo) registrada para una línea espectral específica. La señal de fondo (color azul claro) en los mapas de estroncio se debe a una superposición entre la línea L de Sr y la línea SiK, que produce la señal de fondo para las fases de silicato (principalmente granos de cuarzo). Sin embargo, esta superposición no afecta significativamente al reconocimiento de los minerales de APS, porque las concentraciones máximas se pueden distinguir fácilmente del fondo y coinciden con los mapas de P y S. Los mapas de Al muestran un patrón muy diferente, debido a los abundantes filosilicatos (illita, caolinita) y granos de feldespato en estas muestras. A) En la primera muestra, los minerales APS se presentan tanto diseminados como en agregados policristalinos; B) en la segunda muestra estas fases sólo se encuentran como pequeños cristales diseminados.

Para conocer si el análisis era representativo y reproducible, se calculó el área porcentual de los minerales APS en un área de 2,5 mm² y luego en otra área de 2,5 mm² en la misma muestra. Este proceso se repitió en 6 muestras diferentes; Los errores relativos obtenidos entre estas medidas oscilaron entre el 11,7% y el 5,6% (Tabla 6.2.4). El error relativo se calculó de la siguiente manera:

$$\left(\frac{\text{media de la desviación estándar}}{\text{media del área de 10 mapas}} \right) \times 100$$

Finalmente, se compararon los resultados obtenidos en esta estimación cuantitativa con las variaciones de los elementos químicos antes mencionados en análisis químicos realizados sobre muestra total. Los elementos mayoritarios se determinaron por espectrometría de acoplamiento inductivo y espectrometría de emisión óptica (ICP-OES) en muestras de roca total usando un modelo I CAP 6500 Thermo Electron, y por espectrometría de acoplamiento inductivo y espectrometría de masas (ICP-MS) con un modelo ICP-MS X Series II Thermo Electron los elementos minoritarios y trazas. Estos análisis se realizaron en la Facultad de Ciencias Ambientales de la Universidad de Castilla-La Mancha (Toledo).

Tabla 6.2.3: errores relativos obtenidos al analizar áreas de diferentes tamaños en la misma muestra.

Muestra	Litología	% APS en 2,5 mm ²	% APS en 5 mm ²	% APS en 7,5 mm ²	Error relativo
Tal-223	Arenisca	0,266	0,222		6,368
		0,266		0,227	5,664
Gat-7	Limolita	0,699	0,593		5,761
		0,699		0,579	6,602
Gat-28	Limolita	0,053	0,049		6,637
		0,053		0,05	5,761
Gat-301	Limolita	0,045	0,046		0,856
		0,045		0,041	3,039
Gat-303	Arenisca	0,943	0,812		5,279
		0,943		0,869	2,889

Tabla 6.2.4: errores relativos obtenidos al analizar diferentes áreas del mismo tamaño en la misma muestra.

Muestra	Litología	% APS en 2,5 mm ²	% APS en 2,5 mm ²	Error relativo
Gat-301	Limolita	0,045	0,052	5,035
Gat-303	Arenisca	0,944	0,713	9,867
Gat-28	Limolita	0,053	0,043	11,281
Gat-7	Limolita	0,699	0,499	11,735
Tal 216a	Limolita	0,162	0,12	10,56
Tal-223	Arenisca	0,266	0,198	10,437

6.2.3.2. Resultados

6.2.3.2.1. Cuantificación a partir de los mapas de distribución de elementos

Las variaciones de la concentración de los minerales APS en las unidades permo-triásicas se proporcionan en la Fig. 6.2.8. Como se ha comentado anteriormente, los minerales APS se encuentran en lutitas y areniscas como cristales diseminados y como agregados policristalinos, y se ha observado que las muestras que contienen los agregados siempre muestran concentraciones de APS de un orden de magnitud mayor que las muestras con cristales diseminados.

La concentración de los minerales APS en la Formación (Fm) Alcotas es baja, estos minerales ocupan desde el 0,02% al 0,05% del área de las láminas delgadas en la sección de Benicassim (Fig. 6.2.8) y entre el 0,002% al 0,04% en las muestras de Talayuelas (Fig. 6.2.8).

Por el contrario, las rocas de la parte inferior de la Fm Cañizar (correspondientes a las subunidades C1-C4) en la sección de Gátova muestran las concentraciones más altas (hasta un 0,9%), pero al mismo tiempo son muy fluctuantes, variando de 0,9% a 0,09%. En estas subunidades, los minerales APS se encuentran como agregados, excepto en la parte superior de la subunidad C4, donde el contenido en APS disminuye. Por el contrario, las muestras obtenidas en la parte superior de la formación (subunidades C5 y C6 de la Fm Cañizar) y en la Fm Eslida muestran una concentración menor, que varía entre el 0,1% y el 0,019%.

Una variación similar se observa en la sección de Talayuelas, donde sólo se encuentra la Fm Cañizar (ya que no hay registro de la Fm Eslida en este área). Las concentraciones más altas de APS (0,63% a 1,07%) se aprecian en las muestras de las subunidades C1 y C2, y se detectan niveles significativamente más bajos (0,02% a 0,23%) en las subunidades superiores de la Fm Cañizar. Sin embargo en las subunidades C1-C5 de esta formación, estos minerales se encuentran en agregados y su concentración varía entre el 0,1% y el 0,23%, es decir, es un orden mayor que en la subunidad C6 (0,02%).

En las muestras con altos contenidos de minerales APS (las tomadas en la base de la Fm Cañizar), las concentraciones máximas de P, S y Sr registradas en los mapas obtenidos con la microsonda son coincidentes, indicando la presencia de estos minerales (Fig. 6.2.8). Sin embargo, cuando el contenido de los mismos es bajo (Fms Alcotas y Eslida), los mapas muestran máximos de P o Sr que a menudo no son coincidentes, por lo que estas áreas no fueron cuantificadas como minerales APS. Como se discute más adelante, estos máximos individuales en P o Sr pueden atribuirse a otras fases minerales

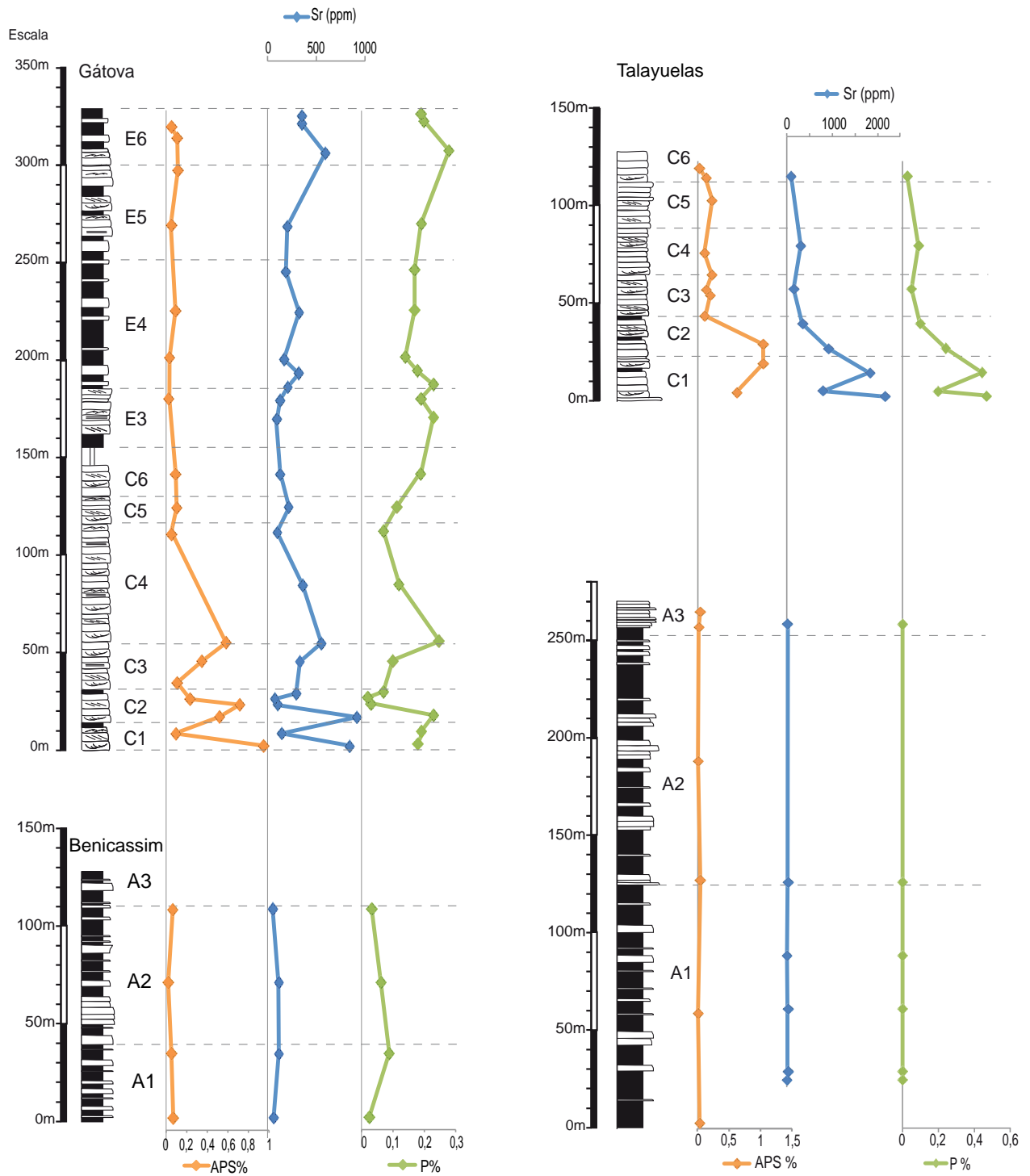


Fig. 6.2.8: Contenido de minerales APS, Sr y P en diferentes muestras de las secciones de Gátova, Talayuelas y Benicassim. A1-A3, C1-C6 y E3-E6 indican las diferentes subunidades de las Fms Alcotas, Cañizar y Eslida respectivamente.

dentro de la rocas (fosfatos detríticos, carbonatos, etc.).

6.2.3.2.2. Análisis geoquímicos sobre roca total

En la Figura 6.2.8 se presentan también las variaciones obtenidas a partir de análisis geoquímicos determinados por ICP sobre roca total. Aparte de completar la caracterización de las muestras, se pretende comparar estos resultados con las estimaciones realizadas con los mapas de distribución, para discutir la posible influencia de otras fases minerales y la validez del método de cuantificación.

Si se analiza el contenido en estroncio en las muestras de la Fm Alcotas, se observan unos valores bajos tanto en las secciones de Benicassim como de Talayuelas (Fig. 6.2.8), con valores en el rango de 51 ppm a 115 ppm en el primero y de 18 ppm a 42 ppm en el segundo. Sin embargo, las muestras de la parte inferior de la Fm Cañizar muestran nuevamente un notable aumento, hasta 843 ppm y 2174 ppm en las secciones Gátova y Talayuelas respectivamente (Fig. 6.2.8). Del mismo modo que en las concentraciones de minerales APS, en la sección de Gátova, en la parte inferior (subunidades C1 - C4) se observan grandes fluctuaciones en el contenido de Sr, entre 45 ppm y 918 ppm, mientras que la parte superior (subunidades C5, C6 y Fm Eslida) muestra contenidos de Sr mucho más bajos, que varían entre 98 ppm a 351 ppm. En la sección de Talayuelas las muestras de las subunidades C1 y C2 de la Fm Cañizar también muestran grandes variaciones de contenido de Sr (338 ppm a 2174 ppm) y se detectó una tendencia decreciente significativa (307 a 96 ppm) en las subunidades C3 a C6 (Fig. 6.2.8).

El contenido de fósforo en roca total en las muestras de la Fm Alcotas es también bajo (0,02% y 0,1%), tanto en las secciones de Benicassim como de Talayuelas, comparadas con las formaciones triásicas (Fig. 6.2.8). Al igual que en el contenido de Sr y minerales APS, se observa un notable aumento en los niveles de fósforo en la parte inferior de la Fm Cañizar (0,18% en la parte inferior de la sección de Gátova y 0,47% en la parte inferior de la sección de Talayuelas). Los contenidos en P disminuyen gradualmente (0,09 a 0,02%) hacia el techo (subunidades C3 a C6) en la sección de Talayuelas. Sin embargo, a diferencia de los patrones observados en el contenido de Sr y APS, en las subunidades C5 y C6 de la sección de Gátova el contenido en P aumenta, y presenta una tendencia general ascendente hacia el techo de la Fm Eslida, con unos valores que oscilan entre 0,07% y 0,28% (Fig. 6.2.8).

El estroncio y el fósforo muestran una tendencia similar en la Fm Cañizar (Fig. 6.2.9a, b), con un coeficiente de determinación de 0,5 en Gátova y 0,99 en Talayuelas. Esta correlación, sin embargo, no se observa en las Fms Alcotas y Eslida, y el Sr y P presentan

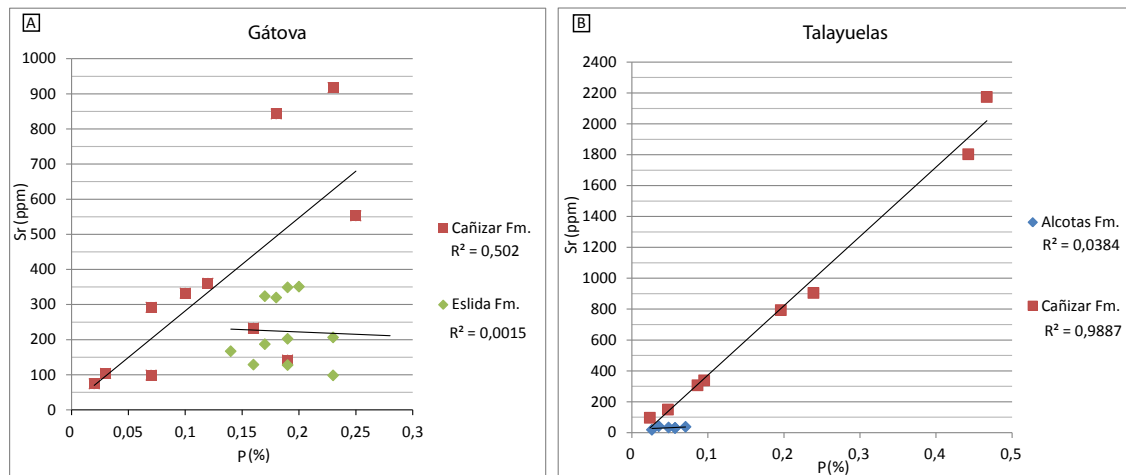


Fig. 6.2.9: Diagramas de dispersión de estroncio frente a fósforo y su coeficiente de determinación (R^2) para muestras de las secciones de A) Gátova y B) Talayuelas.

un coeficiente de determinación de 0,04 en la Fm Alcotas en Talayuelas (Fig. 6.2.9b) y de 0,002 en la Fm Eslida en Gátova (Figura 6.2.9a). Del mismo modo, los minerales APS también se correlacionaron bien con los contenidos de estroncio y fósforo de roca total de la Fm Cañizar, pero no es así en las Fms Alcotas y Eslida (Fig. 6.2.8).

6.2.3.3. Validez del método de cuantificación

Como se mencionó anteriormente, los principales problemas para cuantificar los minerales APS son su pequeño tamaño (de 0,4 a 7 μm) y su baja concentración absoluta. De hecho, los minerales APS apenas representan el 1% de la composición mineral en las muestras con los contenidos más altos. Además, el contenido de P, Sr u otros elementos obtenido en ensayos geoquímicos de roca total no pudieron utilizarse para una estimación fiable de los minerales APS, debido a la presencia de estos elementos en otras fases minerales (por ejemplo, fosfatos detríticos y carbonatos). Efectivamente, tal como se discute más adelante, estas fases probablemente son responsables de la falta de correlación entre los minerales APS y los contenidos de P y Sr determinados en algunas unidades.

Debido a estas limitaciones, la realización de mapas de los elementos de los minerales APS (P, Sr, S y Ca) se determinó como el método más adecuado para estimar las cantidades relativas de estas fases minerales.

Como se ha comentado anteriormente, para conocer los efectos de la heterogeneidad dentro de cada muestra, se repitió el proceso en diferentes áreas de 2,5

mm² seleccionadas al azar en la misma muestra, obteniendo errores relativos que variaron entre el 5,6% al 11,7%. Por tanto, la exactitud de este método puede ser cuestionada, ya que los datos obtenidos para cada muestra no pueden ser tratados como una estimación absoluta de su contenido en minerales APS. Sin embargo, dados los errores relativos indicados, la precisión o reproducibilidad del método pueden considerarse suficientes para una estimación válida de la variación relativa en la concentración de estas fases minerales a lo largo de las diferentes unidades de las secciones examinadas.

Cuando se comparan los niveles de APS cuantificados por el método de la microsonda electrónica con los contenidos de Sr y P de roca total obtenidos en ensayos geoquímicos, se observa una correlación positiva (Fig. 6.2.8) para aquellas muestras con mayores concentraciones de dichos minerales (Fm Cañizar). Además, la gráfica de los contenidos de Sr y P de roca total para estas muestras (Fig. 6.2.9a, b) mostró un alto coeficiente de determinación. Estos resultados indican que la mayoría de dichos elementos en las muestras de la Fm Cañizar se encuentran en los minerales APS. Por lo que la correlación con los contenidos de P y Sr de roca total observados también apoya la validez del método de cuantificación utilizado.

Cuando los minerales APS son escasos y se encuentran dispersos (como en la Fm Eslida), la correlación entre el contenido de estos minerales, Sr y P (Fig. 6.2.8) es perceptiblemente peor que en la Fm Cañizar. Este hecho no se observa en las muestras de la Fm Alcotas (Fig. 6.2.8), debido al bajo contenido tanto de minerales APS como de Sr y P en esta formación. Además, el Sr y P obtenido en roca total en las Fms Alcotas y Eslida no muestran una buena correlación entre sí (Fig. 6.2.9a, b). En la Fm Eslida, la alta concentración de P detectada respecto al Sr y la baja correlación entre ambos elementos y con los minerales APS (Fig. 6.2.8), probablemente se debe a cantidades significativas de P alojadas en fosfatos no portadores de Sr (fosfatos detríticos tales como monazita, xenotima y apatito) cuya presencia ha sido observada bajo microscopía óptica.

Debido a que los minerales APS requieren valores de pH bajos para su formación y los fosfatos detríticos se disuelven más fácilmente en estas condiciones (Guidry y Mackenzie, 2003; Le Roux *et al.*, 2006), la mayoría de estas fases detríticas de la Fm Cañizar debieron ser inestables, proporcionando así fósforo para la precipitación de los minerales APS. Por el contrario, en la Fm Eslida, las condiciones menos ácidas habrían ayudado a la conservación de algunos de estos fosfatos detríticos.

6.2.4 Minerales APS en diferentes cuencas del oeste del Peri-Thetys

Llama la atención que el contenido de minerales APS observado en las secciones estratigráficas de Talayuelas, Gátova y Benicassim muestra unas tendencias similares (Fig. 6.2.8), con un aumento significativo del contenido de dichos minerales en la base de la Fm Cañizar, como se ha descrito en el apartado anterior.

El aumento del contenido de estos minerales puede indicar un aumento de la acidez en el medio, puesto que se formaron en unas condiciones diagenéticas tempranas, próximas a la sedimentación y para su precipitación requieren un pH bajo. Con el fin de establecer si se trataron de unas variaciones restringidas al ámbito de la Cordillera Ibérica, o si estas condiciones tuvieron un efecto parecido a mayor escala, nos propusimos comprobar si este aumento en su contenido se daba en otras secciones de la Cordillera Ibérica y en otras cuencas vecinas en el entorno del O del Tethys. Si con los resultados obtenidos se obtuviesen variaciones similares a los encontrados en la Cordillera Ibérica, las implicaciones serían muy importantes, ya que permitiría discutir qué factores pudieron desencadenar las variaciones de acidez en medios continentales a una mayor escala.

Para ello se analizaron y cuantificaron los minerales APS de muestras del Pérmico y Triásico Inferior-Medio de 13 secciones estratigráficas: Gátova, Alfondiguilla, Benicassim, Garaballa, Talayuelas, Concud y Valdemeca en la Cordillera Ibérica, Montroig y Albiol en la Cordillera Costero Catalana, Cala Pilar, Punta Rotja y Son Parc en Menorca y entre Torre del Porticciolo y Cala Viola en Cerdeña (Fig.6.2.10). En total se analizaron 86 muestras

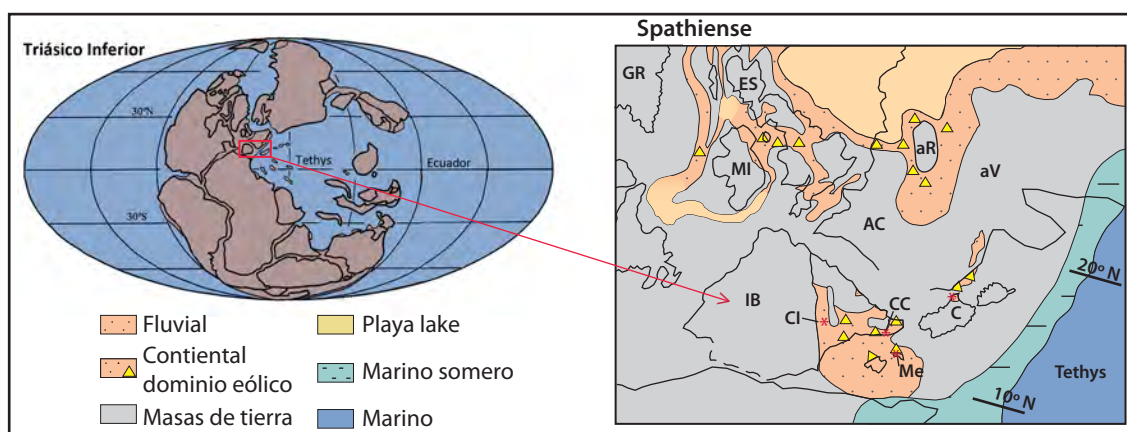


Fig. 6.2.10: Reconstrucción del mapa terrestre para el Triásico Inferior, modificado de Yin y Song (2013). El área ampliada corresponde a la Península Ibérica, Menorca y Cerdeña durante este periodo, con las cuencas estudiadas marcadas con asteriscos rojos. AC: Armórica, aR: alto de Rhenish, aV: alto "Vindician", C: Cerdeña, CC: Cuenca Costero Catalana, CI: Cuenca Ibérica, ES: Escocia, Gr: Groenlandia, IB: Iberia, Me: Menorca, MI: Macizo Irlandés.

de areniscas y lutitas, ya que los minerales APS se encuentran en ambas litologías indistintamente.

Durante el límite P-T estas cuatro cuencas se localizaban en el Oeste del Peri-Tethys, cerca de una posición ecuatorial (Fig.6.2.10). Las rocas estudiadas consisten en lutitas, areniscas y conglomerados depositados por sistemas fluviales braided, meandriformes, abanicos aluviales y de la llanura de inundación (capítulo litoestratigrafía). Los sedimentos del Pérmico más jóvenes de la Cordillera Ibérica (Fm Alcotas), Cordillera Costero Catalana (Conglomerados de Prades Inferiores) y Menorca (Unidad P3) han sido datados como Guadalupiense superior - Lopingiense inferior (capítulo cronoestratigrafía), mientras que en Cerdeña las rocas del Pérmico (Fm Cala del Vino) son más antiguas, pertenecientes a finales Kunguriense-Roadiense (capítulo cronoestratigrafía). Las rocas triásicas más antiguas han sido atribuidas al Smithiense-Aegiense en todas las cuencas, excepto en la cuenca de Cerdeña, cuyo límite superior se encontraría en el Spathiense (Fm Cañizar en la Cordillera Ibérica, Conglomerados de Prades Superiores y Areniscas de Prades Inferiores en la Cordillera Costero Catalana, Unidad B1 en Menorca y Fm Porticciolo en Cerdeña) (capítulo cronoestratigrafía). Por lo tanto, el límite P-T no está registrado en el área de estudio. Las unidades suprayacentes están datadas como Anisiense inferior-medio (Fm Eslida, Areniscas de Prades Superiores, Unidad B2 y Fm Cala Viola en la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña respectivamente) (capítulo cronoestratigrafía).

6.2.4.1 Resultados

En este subapartado se describen los resultados obtenidos en las diferentes cuencas analizadas.

En la Cordillera Ibérica se observa una concentración baja de minerales APS en las rocas del Pérmico (Fm Alcotas), ya que ocupan entre el 0,002% y 0,05% del área de la lámina delgada (Fig. 6.2.11). Del mismo modo, en los primeros sedimentos Triásicos (Fm Cañizar) el contenido de estas fases minerales es muy bajo, similar a las rocas del Pérmico (entre 0,003% y 0,07%). Pero rápidamente se observa un gran incremento de estos minerales, con valores entre el 0,09% y el 1,07% (Fig. 6.2.11). Este contenido se mantiene alto desde la subunidad C1 a la base de la subunidad C4 de dicha formación. Mientras que en la parte superior de la Fm Cañizar (parte superior de la subunidad C4-C6) el contenido en minerales APS desciende, mostrando unas concentraciones que varían entre el 0,23% y el 0,02% (Fig. 6.2.11). En la Fm Eslida, el contenido se mantiene bajo, con unos valores de 0,09% a 0,02% (Fig. 6.2.11).

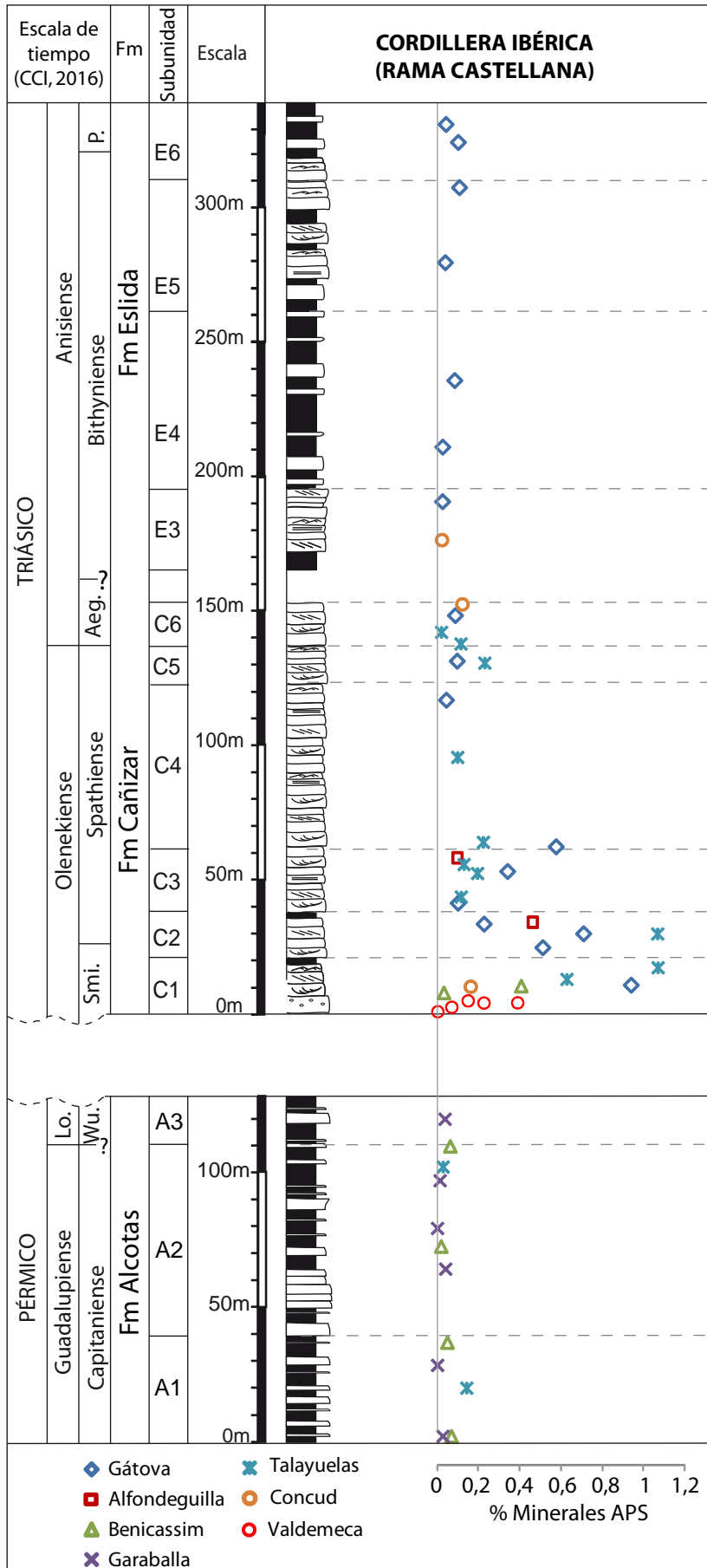


Fig. 6.2.11: Variación del contenido de minerales APS en las diferentes unidades estudiadas de la Cordillera Ibérica.

En la Cordillera Costero Catalana, los valores más altos de la concentración de minerales APS se encuentran en la Unidad Conglomerados de Prades Superiores y en la Unidad Areniscas de Prades Inferiores. Estos valores al mismo tiempo son muy fluctuantes, estando comprendidos entre el 0,3% y el 0,08% (Fig. 6.2.12). Hacia la parte media de la Unidad Areniscas de Prades Inferiores el contenido en minerales APS desciende progresivamente, desde una concentración del 0,1% al 0,009% a techo de dicha unidad (Fig. 6.2.12). En la Unidad Areniscas de Prades Superiores, esta concentración continúa baja, con unos valores de 0,03% - 0,006% (Fig. 6.2.12).

En las muestras obtenidas en Menorca se observa un bajo contenido de minerales

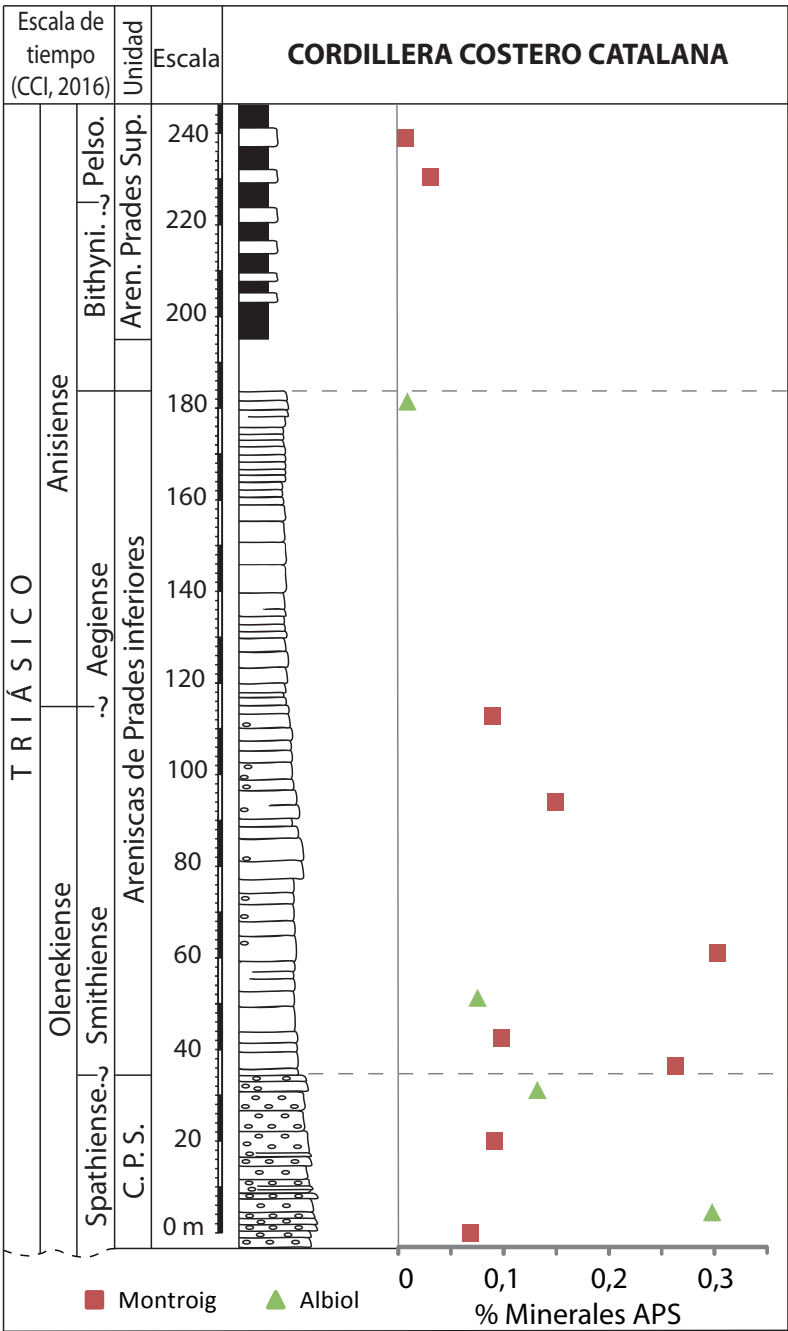


Fig. 6.2.12: Variación del contenido de minerales APS en las distintas unidades estudiadas de la Cordillera Costero Catalana.

APS, entre 0,001% y 0,01%, en las rocas pérmicas (Unidad P3; Fig. 6.2.13). Con un notable aumento en la base de los primeros sedimentos triásicos (Unidad B1). Desde la base de la unidad B1 hasta su parte media la concentración se mantiene alta, variando entre 0,3% y 0,09% (Fig. 6.2.13). Mientras que en la parte superior de dicha unidad el contenido disminuye desde un 0,1% a un 0,05% (Fig. 6.2.13). En la Unidad B2 la concentración permanece baja, con unos valores de 0,02% y 0,01% (Fig. 6.2.13).

En la región de Nurra de Cerdeña, las rocas pérmicas (Fm Cala del Vino) presentan unos contenidos de minerales APS comprendidos entre 0,002% y 0,05% (Fig. 6.2.14). En la primera unidad triásica (Fm Porticciolo) este contenido aumenta, a la vez que los valores son fluctuantes, estando comprendidos entre el 0,19% y el 0,09% (Fig. 6.2.14). Sin embargo, a techo de esta formación se produce un descenso de la concentración (0,04% y 0,06%). Encontrándose los valores triásicos más bajos en la Fm Cala Viola, que tiene una concentración de minerales APS alrededor del 0,01% (Fig. 6.2.14).

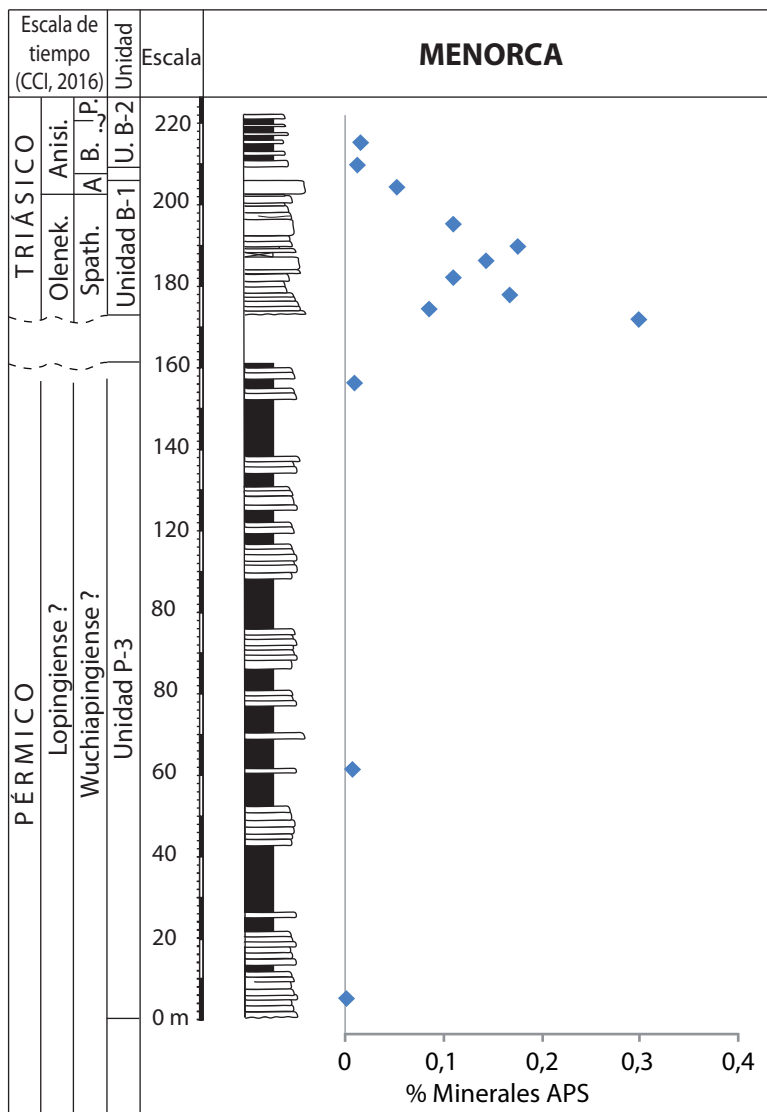


Fig. 6.2.13: Variación del contenido de minerales APS en las diferentes unidades estudiadas de Menorca.

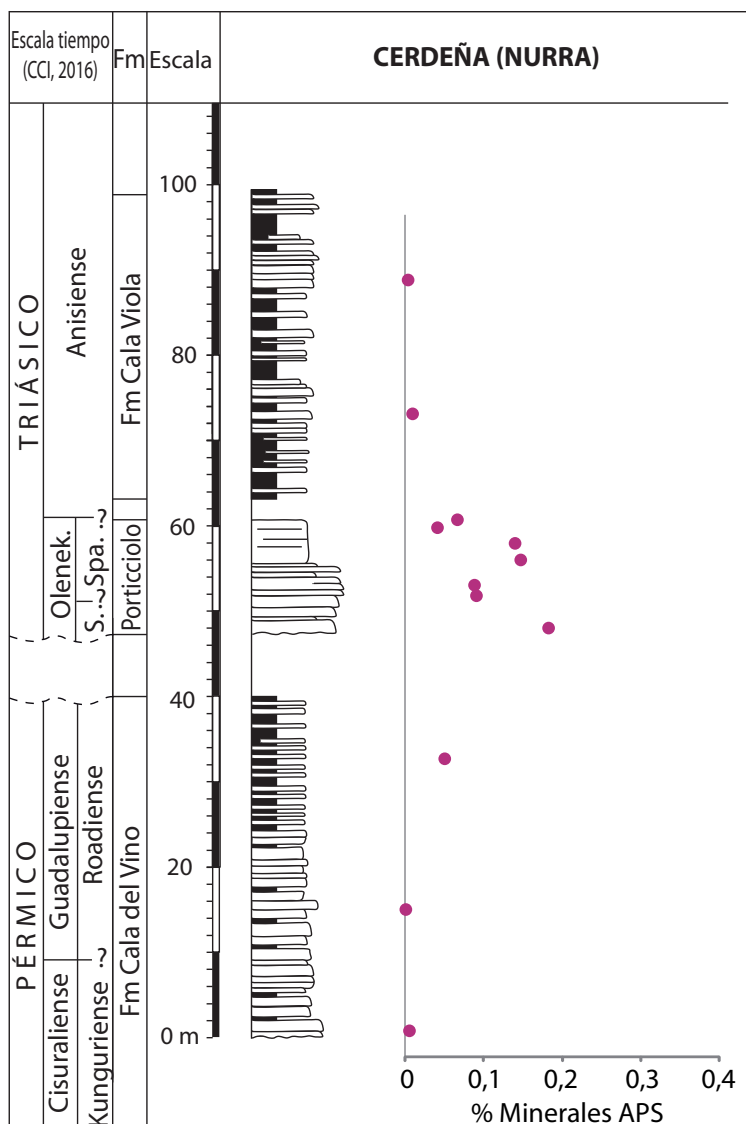


Fig. 6.2.14: Variación del contenido de minerales APS en las diferentes unidades estudiadas de la región de Nurra de Cerdeña.

6.2.4.2 Discusión

Los resultados muestran que los contenidos de minerales APS en las unidades del Pérmico y Triásico del área de estudio revelan tendencias que se repiten en todas las secciones estratigráficas examinadas (Figura 6.2.15), indicando que las condiciones necesarias para la precipitación de los minerales APS se dieron por lo menos, a escala del O del Peri-Tethys. A su vez, es llamativa la similitud entre las composiciones de los minerales APS obtenidas en las diferentes cuencas, que también podría indicar un carácter regional de las condiciones necesarias para la precipitación de estos minerales.

En los sedimentos del Pérmico de todas las cuencas estudiadas el contenido de minerales APS es muy bajo (Fig. 6.2.15), inferior al 0,05% del área de la lámina delgada, siendo en algunos casos casi indetectable (entre 0,001% y 0,05%).

Del mismo modo, en los primeros sedimentos Triásicos de la Cordillera Ibérica el

contenido de estas fases minerales es muy bajo, similar a las rocas del Pérmico (entre 0,003% y 0,07%). Pero alrededor del límite Smithiense-Spathiense (S-S) se observa un gran incremento de estos minerales (con valores entre el 0,08% y el 1,07%) en todas las secciones (Fig. 6.2.15). Los contenidos más altos de estos minerales se observan en la Cordillera Ibérica (llegando a un 1,07%), sin embargo, en los sedimentos de todas las cuencas hay proporciones de estos minerales por encima del 0,1%, es decir, el contenido de minerales APS es un orden de magnitud mayor que en las rocas sedimentarias del Pérmico o del Anisiense. Este contenido continúa alto hasta el Spathiense medio (Fig. 6.2.15), y posteriormente presenta una tendencia decreciente. Durante el Anisiense inferior-medio, el porcentaje de APS es bajo (entre 0,006-0,09%), similar a los valores de las muestras del Pérmico (Fig. 6.2.15).

Para discutir la validez de la concentración de los minerales APS como indicadores de cambios paleoambientales es preciso considerar la posible influencia de otros factores como la litología, es decir, establecer si existe un control litológico o de facies asociado a las variaciones en la concentración de estas fases minerales. En los resultados obtenidos se observa que los contenidos más altos se dan en las areniscas de la parte inferior de la Fm Cañizar de la Cordillera Ibérica, sin embargo las subunidades C5 y C6 presentan concentraciones sensiblemente más bajas, aun correspondiendo a facies similares y a las mismas litologías. Del mismo modo ocurre en la Unidad Areniscas de Prades Inferiores y en la Unidad B-1 de la Cordillera Costero Catalana y Menorca respectivamente. En la Fm Porticciolo de Cerdeña hay un cambio de facies entre la parte inferior conglomerática y la parte superior de areniscas, sin embargo, se observa un contenido en minerales APS mayor en la parte inferior del tramo de areniscas y un descenso hacia techo en unas facies similares. Por tanto, se puede afirmar que la distribución de los minerales APS no depende de un cambio de facies, sino que responde a un factor externo.

Las tendencias de la variación en la concentración de minerales APS son similares en todas las cuencas, indicando que la distribución de los minerales APS está controlada estratigráficamente, y que por lo tanto, las condiciones que produjeron la precipitación de estos minerales habrían prevalecido en eventos que ocurrieron, al menos, a escala del oeste del Peri-Thetys. Al mismo tiempo, la distribución de los minerales APS en las distintas cuencas parece apoyar la hipótesis, establecida por criterios texturales, de que la formación de los APS tuvo lugar en etapas diagenéticas tempranas en un ambiente ácido, aún bajo la influencia de aguas meteóricas.

Alternativamente, la distribución de los minerales APS podría reflejar cambios en la acidez del agua subterránea meteórica relacionada con la presencia o ausencia del tampón de bicarbonato. Si este fuera el caso, las capas que muestran una concentración

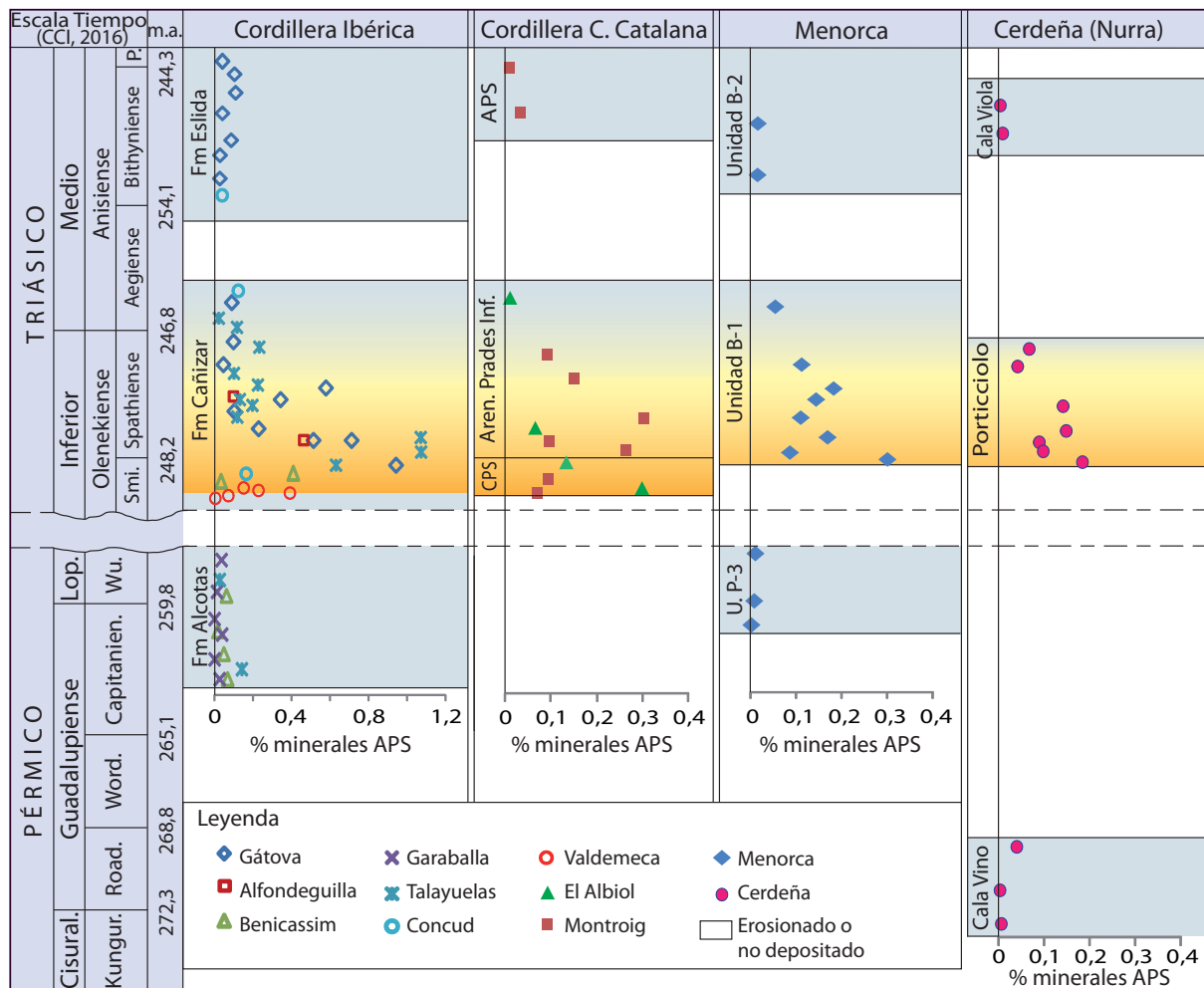


Fig. 6.2.15: Secciones estratigráficas estudiadas y sus unidades con las variaciones del contenido de minerales APS.

significativa de restos orgánicos serían menos adecuadas para la formación de minerales APS, ya que la descomposición del carbono orgánico produciría iones bicarbonato que aumentan el pH del agua subterránea y eventualmente daría lugar a la formación de carbonato pedogénico. Sin embargo, esto implicaría un aumento significativo de la formación de carbonato pedogénico en capas que muestran bajos contenidos de APS, y tal relación no se ha encontrado. Los contenidos bajos de minerales APS se encuentran en diferentes facies sedimentarias (arenas de los canales de ríos braided, lutitas de las llanuras de inundación, etc.), y sólo ocasionalmente coinciden con el desarrollo de carbonato pedogénico.

Un aspecto llamativo es que la presencia de minerales APS se detectó en casi todas las muestras examinadas, aunque las proporciones a veces apenas son detectables, como ocurre por ejemplo, en las muestras del Pérmico (Fig. 6.2.15). Esto puede deberse a que una vez que los minerales APS se forman (en un entorno de pH bajo) son altamente

insolubles, de tal manera que pueden persistir cuando la acidez disminuye. Así, la presencia de estos minerales podría indicar un ambiente dañado de larga duración o crisis ambientales episódicas poco después de la sedimentación de la unidad.

En las unidades del Pérmico y del Anisiense, la duración y/o la intensidad de las condiciones de acidez pudieron haber sido relativamente más cortas y/o menos intensas, debido a que los minerales APS aparecen diseminados en proporciones que son un orden de magnitud menor que en el período Smithiense superior - Spathiense medio.

Sin embargo, los elevados contenidos de minerales APS encontrados en el límite S-S sugieren que las condiciones adecuadas para su formación probablemente persistieron durante un período de tiempo más largo y fueron más intensas que en las unidades restantes. Por lo tanto, a través de la información obtenida con la cuantificación de estos minerales, se puede inferir la intensidad de las condiciones ambientales ácidas o si éstas eran esporádicas o tuvieron una duración suficiente para que se formaran mayores cantidades de minerales APS. Estos resultados indican, a su vez, la importancia de realizar una cuantificación para la interpretación de las condiciones ambientales.

Las causas últimas del aumento de la acidificación siguen siendo poco claras, aunque la explicación más probable hasta la fecha son los efectos ambientales de los aerosoles volcánicos, relacionados con la actividad volcánica de las Trampas Siberianas (Payne *et al.*, 2004; Payne y Kump, 2007; Stordal *et al.*, 2017), que producirían lluvia ácida (Black *et al.*, 2014), causando La acidificación de los océanos (Hand, 2015; Liu *et al.*, 2017), como se ha mencionado en otros estudios, y también en tierra (Galfetti *et al.*, 2007a; Sephton *et al.*, 2015). Como se discutirá posteriormente, al confrontar los datos de distribución de los minerales APS con otros parámetros (bioturbación, macroflora, paleosuelos, etc.) se pone de mayor manifiesto la importancia de la distribución de estas fases minerales en las distintas unidades como indicadores paleoambientales.

7. DISCUSIÓN

7. DISCUSIÓN

El objetivo principal de este estudio es conocer cuáles fueron las posibles causas que llevaron a la destrucción de gran parte de la vida durante la crisis del límite Smithiense-Spathiense (S-S), y que dificultaron los procesos de recuperación posteriores en el medio continental, en un contexto del oeste del Tethys. Con este fin, se ha realizado un trabajo multidisciplinar desarrollado en los sedimentos continentales pérmicos y triásicos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, la Cordillera Costero Catalana, Menorca y la región de Nurra en Cerdeña.

En capítulos previos se ha ido discutiendo separadamente y de forma detallada los resultados correspondientes a la mineralogía, la litoestratigrafía, la sedimentología, la macroflora, la ichtnología, los paleosuelos y el clima. En este apartado de discusión se integran todos estos aspectos para obtener una visión completa de la evolución de las condiciones paleoambientales desde el Pérmico medio hasta el Triásico Medio, poniendo especial énfasis en la distribución de los minerales APS y su significado, y en los importantes cambios registrados alrededor del límite S-S.

Como se ha señalado anteriormente, los fosfato-sulfatos aluminicos (minerales APS) ricos en estroncio, potencialmente pueden servir como indicadores de las condiciones de formación de las rocas en las que se encuentran. En las zonas de estudio, estos minerales precipitaron durante las primeras etapas diagenéticas, poco después de la sedimentación y todavía en contacto con aguas meteóricas, como se ha argumentado por criterios texturales en el capítulo 6.2 y en trabajos previos de la Cordillera Ibérica y Costero Catalana (Galán-Abellán, 2011; Galán-Abellán *et al.*, 2013b, c). Por ello, pueden usarse como indicadores de las condiciones ambientales existentes durante el depósito de los sedimentos en los que se encuentran. Debido a que estos minerales requieren un pH bajo y condiciones oxidantes para su formación, se ha inferido que precipitaron bajo la influencia de aguas meteóricas ácidas.

Sin embargo, en los trabajos previos realizados no se contaba con un método de cuantificación para estos minerales, y como se desarrollará posteriormente, este aspecto resulta crucial, ya que es imprescindible determinar la distribución de estas fases a lo largo del registro para discutir de forma objetiva las variaciones en la duración e intensidad de las condiciones ácidas.

Con el objetivo de obtener un mayor conocimiento del significado paleoambiental de la presencia de estos minerales y poder realizar una reconstrucción del medio durante su precipitación, se ha realizado un análisis multidisciplinar en las unidades de la Rama

Castellana de la Cordillera Ibérica, estudiando la litoestratigrafía, la sedimentología, la macroflora, la ichnología, los paleosuelos y el clima. Aunque algunos de estos aspectos habían sido previamente tratados dentro de las investigaciones llevadas a cabo en este mismo grupo de trabajo (Galán-Abellán, 2011; De la Horra *et al.*, 2012; López-Gómez *et al.*, 2012; Galán-Abellán *et al.*, 2013 b, c; Borrueal-Abadía *et al.*, 2015, entre otros), en esta memoria se han alcanzado nuevos datos que han permitido un acercamiento más preciso a la reconstrucción del medio.

Una vez conocida la distribución de estos minerales en la Cordillera Ibérica y tras realizar el análisis del resto de indicadores ambientales antes mencionados, la cuestión era si las condiciones necesarias para la formación de los minerales APS se darían en otras cuencas. Con el fin de establecer si se trataron de unas condiciones restringidas al ámbito de la Cordillera Ibérica, o si estas condiciones tuvieron un efecto parecido a mayor escala, dándose en otras cuencas vecinas en latitudes similares, se estudió la presencia de los minerales APS en las rocas continentales pérmicas y triásicas de la Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña.

7.1 MÉTODO DE CUANTIFICACIÓN DE LOS MINERALES APS

Uno de los aspectos más importantes de este trabajo es el haber desarrollado por primera vez un método de cuantificación para los minerales APS (Borrueal-Abadía *et al.*, 2016), explicado y discutido con más detalle en el capítulo 6.2. Si bien la presencia de estas fases se ha descrito previamente en rocas sedimentarias (Spötl, 1990; Dill, 2001; Pe-Piper y Dolansky, 2005), no existía un método para evaluar de forma objetiva las variaciones de su concentración. El estudio de la variación del contenido de los minerales APS en las diferentes unidades, y su comparación con otros parámetros, sólo es posible realizarlo conociendo la concentración de estos minerales en cada unidad. Por tanto, ha sido esencial obtener un método de cuantificación de estos minerales, ya que debido a su pequeño tamaño ($0,5\ \mu\text{m}$ - $7\ \mu\text{m}$) y propiedades ópticas (incolores y baja birrefringencia) no pueden identificarse bajo un microscopio petrográfico. Con este objetivo, hemos propuesto un método basado en la realización de mapas de distribución de elementos constitutivos de los minerales APS (S, P, Sr, Ca, Fe) en las láminas delgadas, utilizando una microsonda electrónica (capítulo 6.2). En cada lámina delgada se realizaron 10 mapas seleccionados al azar de $0,25\ \text{mm}^2$.

Como se ha comentado anteriormente, con este método se obtuvieron unos errores relativos comprendidos entre el 5,6% y el 11,7% al repetir el proceso en diferentes áreas de $2,5\ \text{mm}^2$ de la misma muestra. Por tanto, la exactitud de este método

puede ser cuestionada, ya que los datos obtenidos para cada muestra no pueden ser tratados como una estimación absoluta de su contenido en minerales APS. Sin embargo, dados los errores relativos indicados, la precisión o reproducibilidad del método puede considerarse suficiente para una estimación válida de la variación relativa en la concentración de minerales APS a lo largo de las diferentes unidades de las secciones examinadas.

Los resultados de la concentración de los minerales APS fueron comparados con las variaciones de distintos elementos obtenidas a partir de análisis geoquímicos determinados por ICP sobre roca total (capítulo 6.2), con el fin de obtener otra herramienta para validar el método de cuantificación y discutir la posible influencia de otras fases minerales distintas de los APS.

Cuando se comparan los niveles de APS cuantificados por el método de la microsonda electrónica con los contenidos de Sr y P de roca total obtenidos en ensayos geoquímicos, se observa una correlación positiva para aquellas muestras con mayores concentraciones de minerales APS (Formación Cañizar). Además, el Sr y P de roca total muestra un alto coeficiente de determinación. Esto indica que la mayoría de estos elementos en las muestras de la Formación (Fm) Cañizar se encuentran en los minerales APS. Por lo que la correlación con los contenidos de P y Sr de roca total observados también apoya la validez del método de cuantificación utilizado.

Sin embargo, cuando los minerales APS son escasos y se encuentran dispersos, la correlación entre el contenido de estos minerales, Sr y P es perceptiblemente peor (capítulo 6.2) que en las muestras con alto contenido en minerales APS.

Estos minerales se analizaron tanto en areniscas como en lutitas depositadas por sistemas fluviales, y puntualmente como depósitos eólicos, sin observarse diferencias por el cambio litológico o el diferente medio sedimentario, ya que tanto los mayores contenidos como los menores se encuentran en ambas litologías y medios.

Aunque todas las cuencas estudiadas muestran la presencia de minerales APS, en este capítulo se discute con un mayor detalle la presencia de estas fases minerales en la Cordillera Ibérica, por ser esta zona de la que se disponen más datos y de la que se ha obtenido mayor información para realizar una interpretación de las condiciones ambientales durante el depósito de sus unidades. Posteriormente se compara la Cordillera Ibérica con otras zonas del O del Peri-Tethys.

7.2 CORDILLERA IBÉRICA

En la Cordillera Ibérica, la concentración de los minerales APS en las unidades estudiadas presenta una variación similar en las diferentes secciones de la cuenca (Fig. 7.1). El contenido de estos minerales es bajo en la Fm Alcotas, mostrando un incremento notable en las subunidades C1-C4 de la Fm Cañizar y disminuyendo nuevamente su concentración a techo de esta última formación, manteniéndose unos niveles bajos en la Fm Eslida. La repetición de este patrón en las diferentes secciones indica que la formación de los minerales APS estuvo controlada estratigráficamente, y apoya la hipótesis propuesta por Galán-Abellán *et al.* (2013b, c) de que la precipitación de estos minerales tuvo lugar en las etapas diagenéticas tempranas, y por tanto, pueden utilizarse como indicadores de la acidez en el medio en el momento de depósito de las unidades.

Llamativamente, en casi todas las muestras examinadas de las diferentes unidades del área de estudio, se ha detectado la presencia de minerales APS, aunque a veces las proporciones apenas son detectables. Esto puede deberse a que una vez que los minerales APS se forman (en un entorno de pH bajo) son altamente insolubles, de tal manera que pueden persistir cuando la acidez disminuye. Así, la presencia de estos minerales podría indicar una acidez elevada en el medio y/o un ambiente dañado de larga duración (cuando su concentración es alta), o crisis ambientales episódicas y/o menos intensas poco después de la sedimentación de la unidad (precipitando pequeños cristales de minerales APS diseminados).

7.2.1 Sedimentos pérmicos

En la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica los sedimentos pérmicos estudiados pertenecen a la Fm Alcotas, definida por López-Gómez y Arche (1992). Esta formación ha sido datada mediante asociaciones de polen y esporas como Guadalupiense superior (Pérmico medio) - Lopingiense inferior (Pérmico superior; López-Gómez *et al.*, 2005), y constituye la última unidad antes del límite Pérmico-Triásico (P-T). La Fm Alcotas ha sido dividida en tres subunidades (de base a techo: A1, A2 y A3) según criterios sedimentológicos y pedogénicos que pueden reconocerse en casi toda la cuenca (De la Horra *et al.*, 2012).

La subunidad A1 se interpreta como depósitos de sistemas fluviales braided de gravas y arenas permanentes y semi-permanentes con amplias llanuras de inundación de lutitas. Las características sedimentológicas (capítulo sedimentología) de los cuerpos canalizados de esta subunidad indican una inestabilidad de los canales activos y alta velocidad de avulsión (Kraus y Gwinn, 1997). Los canales eran pequeños y poco

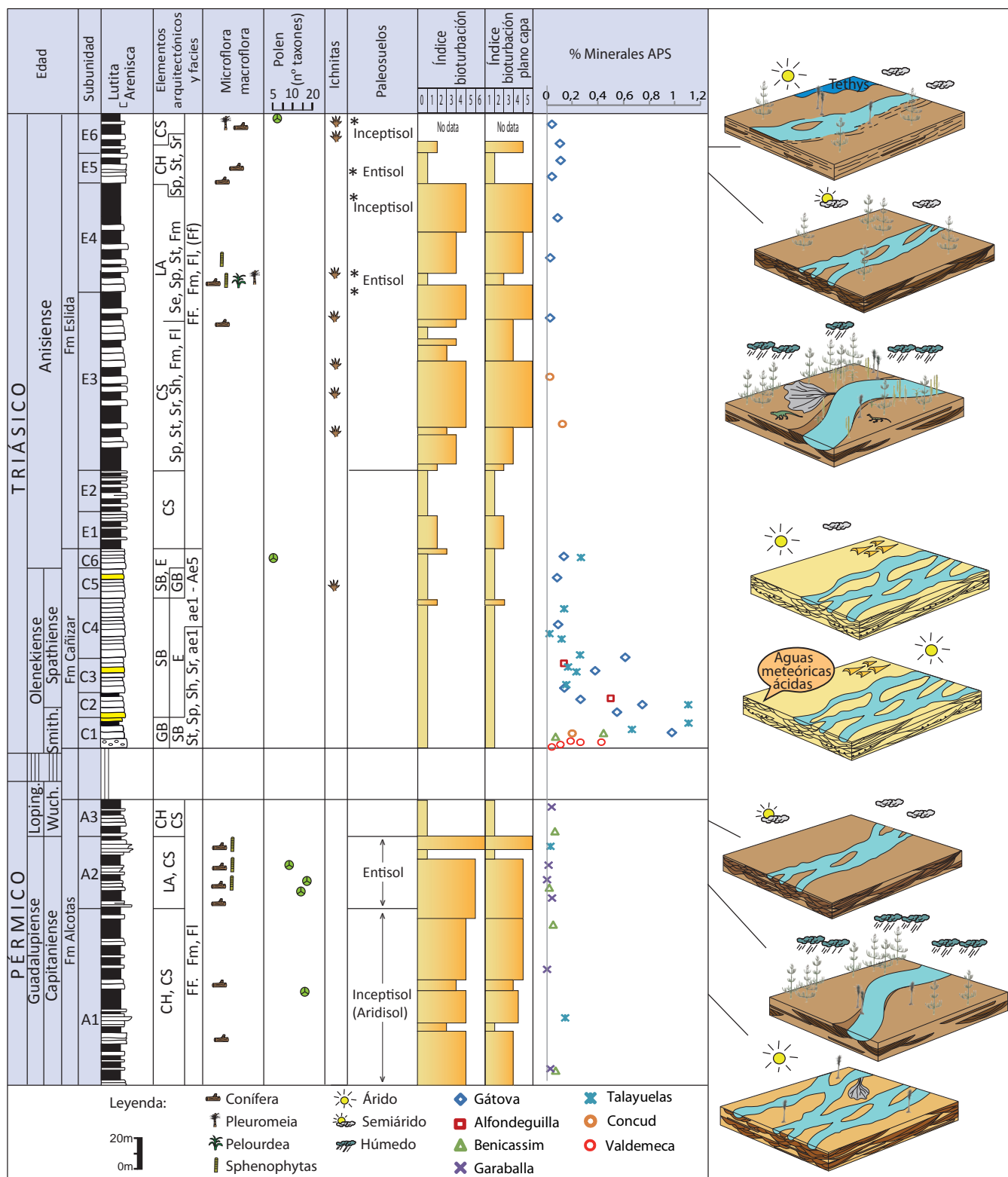


Fig. 7.1: Columna sintética de las unidades de estudio de la Cordillera Ibérica, con las facies y elementos arquitectónicos (para más información ver capítulo 3.3), la macroflora y microflora encontrada, las huellas de tetrápodos, los paleosuelos, la variación de la concentración de minerales APS y una reconstrucción paleoambiental.

profundos, pero con importantes reactivaciones periódicas y etapas energéticas. En las llanuras de inundación se desarrollarían paleosuelos de carbonato, coníferas y una posible vegetación de *Dicranophyllum*. Al mismo tiempo, la ichnofauna colonizó estos ambientes, removilizando el sedimento y borrando la fábrica de sedimentación primaria.

El clima de esta subunidad se ha interpretado como seco (árido a semiárido) y estacional. Desde la parte basal hasta la parte media-superior de la subunidad A1, las características de los paleosuelos indican una tendencia hacia climas más secos y menos estacionales, mientras que en la parte superior de esta subunidad se observa un aumento de la precipitación estimada (De la Horra *et al.*, 2008).

En la subunidad A2 se produce gradual y rápidamente una transición de dominio de sistemas de ríos braided a meandriformes de alta sinuosidad, que llevarían más volumen de agua que los de la subunidad A1 (capítulo de sedimentología). Además, los cuerpos canaliformes de arenisca muestran superficies de acreción lateral y de reactivación que apuntan a una marcada estacionalidad del flujo (Puigdefabregas, 1973; López-Gómez, 1985; Ashmore, 1991; Arche y López-Gómez, 2005). Estos sistemas fluviales atravesarían amplias llanuras de inundación con abundantes paleosuelos, aunque con un desarrollo escaso.

En esta subunidad se encuentra una bioturbación intensa, del mismo modo que sucede en la subunidad A1, indicando que los ambientes ribereños del Pérmico medio fueron ampliamente colonizados por una fauna de invertebrados, que reelaboró activamente los sedimentos, llevando a la total o casi total obliteración de la fábrica primaria.

En la subunidad A2 se observa un aumento significativo en la diversidad de la población vegetal según los restos de macroflora (capítulo 4.3; Borrueal-Abadía *et al.*, 2014). Así, se han encontrado restos vegetales de sphenophytas, que vivirían cerca de los cuerpos de agua, mientras que un poco más alejados de éstos, hacia el interior, la vegetación de las tierras bajas se caracterizaría por plantas de condiciones más secas donde crecerían varias especies de coníferas, como *Ullmania* y *Pseudovoltzia liebeana* y tal vez *Majonicaceae*. Estos árboles alcanzarían grandes dimensiones como lo demuestra el tronco de *Dadoxylon* encontrado (de 6,2 m de largo y 1,1 m de diámetro; Diéguez y López-Gómez, 2005). Del mismo modo, también se han encontrado algunas capas con lutitas carbonosas y restos de carbón. Sin embargo, los estudios palinológicos muestran que los últimos metros de la subunidad A2 están marcados por una abrupta disminución de la diversidad (35% a 67% según el grupo) y una disminución de aproximadamente 75% en la densidad demográfica (Diéguez y Barrón, 2005).

La subunidad A3 está marcada por otro cambio del estilo fluvial, en el que se retorna a sistemas fluviales braided de arenas, de muy baja energía, con una alta tasa de avulsión y marcada estacionalidad. En esta subunidad no se han encontrado restos de macro o microflora, ni carbón, o bioturbación, y los paleosuelos aparecen solamente en la parte superior de la subunidad, en las secciones situadas en los bordes de cuenca (áreas de Valdemeca y Cañizar) (De la Horra, 2008).

Teóricamente, un control del cambio del estilo fluvial también podría cambiar el carácter tafonómico de las plantas. Sin embargo, las características sedimentológicas de la subunidad A3 son comparables a la subunidad A1, donde sí se han encontrado restos de plantas. Por lo tanto, la ausencia de restos orgánicos no puede explicarse sólo por razones de preservación. Además, el retorno de los sistemas braided en la subunidad A3 no se corresponde a un cambio drástico en el clima, ya que los indicadores paleoclimáticos de esta subunidad parecen señalar un clima estacional con alternancia de condiciones húmedas y secas, sino que el cambio en el estilo fluvial está probablemente relacionado con un rápido deterioro de la vegetación de la llanura inundable. Este aspecto ha sido desarrollado en diversos trabajos, donde se han propuesto extensos episodios de muerte de vegetación como la principal causa de la transición vertical de los ríos de alta sinuosidad a los sistemas de ríos braided de arenas durante la transición Pérmico-Triásico en la Cuenca de Karoo, Sudáfrica (Smith, 1995), Australia (Retallack *et al.*, 2011) y Antártica (Retallack, 2005; Retallack *et al.*, 2007).

Del mismo modo, una degradación de la vegetación también tiene consecuencias directas sobre el tipo de paleosuelos y su preservación. A ello puede deberse que en la subunidad A3 solamente se encuentren unos pocos paleosuelos muy débilmente desarrollados en la parte superior. De igual modo, la falta de actividad biótica, como muestra la ausencia de bioturbación en esta subunidad, haría también más difícil el desarrollo de los suelos.

Debido a la ausencia de macro-, microflora y paleosuelos en la subunidad A3, y la caída en la diversidad y en la densidad demográfica de los taxones de polen y esporas en los últimos metros de la subunidad A2, Diéguez y Barrón (2005) y De la Horra *et al.* (2012) ya infirieron una crisis biótica al final del registro sedimentario del Capitaniense en la Fm Alcotas. Estos datos junto a los descritos en la presente tesis, resaltan la severidad ecológica de esta extinción, y aportan nuevos datos para un mayor entendimiento de dicha crisis biótica en medios continentales, ya que no existe un consenso sobre la misma aunque está reconocida a nivel global.

En algunos estudios sobre la citada crisis se ha indicado una disminución del 25%

en la diversidad (McGhee *et al.*, 2013), mientras que en otros no se refleja ningún pico real de extinción (Clapham *et al.*, 2009), y simplemente se cita una disminución gradual de la diversidad, sin ser necesario ningún mecanismo drástico de extinción, poniéndose en duda el vínculo causal entre la erupción de la gran provincia ígnea de Emeishan y la extinción del Capitaniense (Wignall *et al.*, 2009). El problema para discernir qué hipótesis de las anteriores es válida, se ve agravado por las dificultades para correlacionar algunas de las sucesiones clásicas de China con estratos del Guadalupiense en otros lugares (Bond *et al.*, 2010). Algunos esquemas de correlación son consistentes con una extinción sincrónica tanto de vertebrados como de plantas (Retallack *et al.*, 2006). Sin embargo, trabajos más recientes indican un patrón más complejo. En particular, la desaparición de los dinocéfalos pudo haber ocurrido durante el Wordiense, y por tanto coincidiendo con una disminución del 45% en la diversidad de las plantas en el norte de China, pero con anterioridad de la extinción Capitaniense en el mar, y una caída del 24% y 56% en la diversidad de las plantas en el sur y norte de China, respectivamente (Stevens *et al.*, 2011). A estas disminuciones en la diversidad les seguiría una catastrófica pérdida de especies del 100% en el norte de China al final del Capitaniense (Stevens *et al.*, 2011).

Si se considera que la sedimentación de los tramos superiores de la Fm Alcotas pudo haberse producido ya en el Lopingiense (capítulo cronoestratigrafía), la desaparición de los paleosuelos, la macro-, microflora y la bioturbación en los sedimentos de la Cordillera Ibérica sería posterior a las extinciones marinas y terrestres descritas en China. Si así fuese, este estudio conllevaría a una reevaluación de la sincronidad del evento en medios continentales y marinos y, en consecuencia, de los mecanismos de activación y destrucción implicados. Sin embargo esto no es sencillo, puesto que para ello es necesario obtener un marco cronológico más preciso para las unidades estudiadas (capítulo cronoestratigrafía). A pesar de ello, el claro colapso medioambiental aquí descrito es consistente con la opinión de que el evento Capitaniense es de mayor severidad ecológica que lo que se creía en un principio, implicando cambios estructurales dentro del ecosistema (McGhee *et al.*, 2013).

La concentración de los minerales APS en la Fm Alcotas es baja en sus tres subunidades, en comparación con la unidad suprayacente, Fm Cañizar. Estos minerales ocupan entre el 0,002% y el 0,05% del área de las láminas delgadas (Fig. 7.1), sugiriendo que las condiciones necesarias para la precipitación de estos minerales sólo se cumplieron esporádicamente. Aunque De la Horra *et al.* (2012) infirió unas condiciones más ácidas a techo de la formación, este patrón no se ha observado según el contenido de minerales APS, por lo que no se puede establecer que la crisis biótica descrita en la subunidad A3 de la Fm Alcotas esté relacionada con una elevada acidez en el medio.

7.2.2 Sedimentos triásicos

Los materiales pérmicos y triásicos están separados por una discontinuidad, que abarca desde el Changhsingiense (Pérmico superior) al Smithiense medio (Triásico Inferior; López-Gómez *et al.*, 2012), y por tanto el registro sedimentario del límite P-T no está presente en la zona de estudio. La sedimentación triásica comenzó con el depósito de la Fm Cañizar (López-Gómez *et al.*, 2012) a finales del Smithiense y continuó durante el Spathiense (Triásico Inferior), hasta su interrupción al comienzo del Anisiense (Triásico Medio), cuando tras un periodo de no depósito empezó la sedimentación de la Fm Eslida.

Fm Cañizar

Esta formación se ha dividido en seis subunidades (C1 a C6 de base a techo), agrupadas en dos ciclos sedimentarios principales, y se interpreta como sistemas fluviales braided de arenas (también de gravas en la subunidad C1 y C5), entre los que se encontrarían, esporádicamente, cuerpos semiconfinados o sin confinar de gravas, indicando inundaciones repentinas o depósitos relacionados con áreas climáticas áridas o semiáridas (De la Horra *et al.*, 2005; Durand, 2006a; Bourquin *et al.*, 2007; Bourquin *et al.*, 2011). Estos sistemas fluviales estarían puntualmente intercalados entre campos de dunas eólicas, que tendieron a ser más frecuentes hacia el NE y E de la Cordillera Ibérica.

Según la reconstrucción paleoclimática realizada, en la Fm Cañizar se han diferenciado tres períodos áridos claros, generalmente bien representados por la sedimentación de campos de dunas eólicas, que se desarrollaron al final del Smithiense y comienzo del Spathiense, durante el Spathiense medio, y en la transición al Aegiense. Además, varios autores (Durand, 2006b; De la Horra *et al.*, 2008; Bourquin *et al.*, 2011; De la Horra *et al.*, 2012) sugieren un período (hiper) -árido durante el depósito del primer ciclo sedimentario. Durante las etapas semiáridas se desarrollarían los sistemas fluviales braided, que en algunos casos, se interconectarían lateralmente con el desarrollo de pequeños campos de dunas eólicas (López-Gómez *et al.*, 2012). En el inicio del segundo ciclo sedimentario (subunidades C5 y C6) se produce una clara reactivación en el sistema deposicional general. Esta reactivación permitió el desarrollo puntual de barras de grava en los sistemas fluviales y un aumento general de los flujos de agua (López-Gómez *et al.*, 2012), marcando la instauración de una etapa más húmeda después de un episodio árido.

En las subunidades C1 a C4 no se han encontrado restos fósiles de ningún tipo, incluyendo ausencia de carbón y paleosuelos. Sin embargo, en la subunidad C5 se encuentra una huella de tetrápodo (Gand *et al.*, 2010) y los primeros restos incipientes de bioturbación, mientras que en la subunidad C6 se ha descrito una asociación de polen

y esporas (Doubinger *et al.*, 1990). Por ello, se puede afirmar que la recuperación biótica comenzó durante el final del Spathiense y la transición al Anisiense (López-Gómez *et al.*, 2012).

El contenido en minerales APS en los primeros metros de la Fm Cañizar es muy bajo, similar a las rocas del Pérmico (entre 0,003% y 0,07%). Pero rápidamente, todavía en la subunidad C1, se observa un gran incremento de estos minerales, que representan entre el 0,09% y el 1,07% del área de la lámina delgada, alcanzando los valores máximos en el límite Smithiense-Spathiense (Fig. 7.1). Este contenido se mantiene alto en las subunidades C1 - C4. Mientras que en la parte superior de la Fm Cañizar (parte superior de la subunidad C4 y hasta la subunidad C6) el contenido en minerales APS desciende, mostrando unas concentraciones que varían del 0,23% al 0,02% (Fig. 7.1).

La relación observada entre las mayores proporciones de minerales APS y la falta de indicadores de actividad orgánica, apoya la idea de que el incremento de estas fases minerales es indicativo de un ambiente dañado de manera persistente e intensa. Por tanto las subunidades C1-C4 se depositarían en presencia de aguas meteóricas ácidas durante un largo período, en un ambiente adverso para la vida, mientras que desde el techo de la subunidad C4 a la subunidad C6, las condiciones ácidas serían menos intensas o menos duraderas, permitiendo la recuperación ambiental. Ya que el contenido en APS disminuye, y coincide con los primeros signos de recuperación biótica. Las facies sedimentarias para las diferentes subunidades de la Fm Cañizar son muy similares, indicando que la distribución de minerales APS y de los restos orgánicos no depende de un cambio de facies (capítulo 6.2).

Fm Eslida

Después de una interrupción sedimentaria y un ligero proceso de erosión durante el Aegiense, un nuevo ciclo sedimentario comenzó durante el Bithyniense (o incluso durante el final del Aegiense en las zonas con mayor registro) y finalizó a comienzos del Pelsoniense, cuando la sedimentación de la facies Röt (Fm Marines) refleja la transición a la primera incursión del mar Tethys (facies Muschelkalk) en Iberia (Escudero-Mozo *et al.*, 2014). Este nuevo ciclo, representado por la Fm Eslida, estuvo relacionado con la reactivación tectónica y la nueva reorganización y orientación de las cuencas de rift en Iberia (Arche y López-Gómez, 1999a, 2005).

La Fm Eslida está compuesta por lutitas con niveles de areniscas intercaladas, y se ha dividido en 6 subunidades (E1-E6 de base a techo) según superficies de discontinuidad.

La parte inferior de esta formación no está representada en toda la Cordillera Ibérica, aflorando normalmente desde la subunidad E3 a la E6, pero en algunas zonas, incluso no hay registro de la unidad, y la facies Muschelkalk se dispone en contacto directo sobre la Fm Cañizar mediante discordancia cartográfica, desapareciendo lateralmente las subunidades inferiores por medio de una disposición en onlap contra los flancos activos durante el desarrollo de la nueva cuenca rift que comenzó a formarse durante el Anisiense (Arche y López-Gómez, 1999a).

En la mayor parte de la formación el medio sedimentario se interpreta como sistemas fluviales braided que atraviesan grandes llanuras de inundación con lagos efímeros (Arche y López-Gómez, 2005), aunque en las subunidades E3 y E4 se encuentran algunos sistemas fluviales interpretados como meandriformes. Este cambio en el estilo fluvial respecto a la Fm Cañizar, se debe a la reactivación tectónica, pero también a un cambio climático (Borrueal-Abadía *et al.*, 2015).

En la evolución climática de la Fm Eslida se observa un período prolongado de etapas alternas subhúmedas y semiáridas que se mantuvieron durante el depósito de toda la unidad. Estas etapas alternantes fueron interrumpidas por dos etapas húmedas con precipitaciones estacionales representadas en las subunidades E3 y E4, que debido a su proximidad en el tiempo podrían interpretarse como un solo intervalo húmedo en algunas secciones (como se ha discutido en el capítulo 5). Sin embargo, las temperaturas extremas y las precipitaciones, probablemente no permitieron el establecimiento de suelos bien desarrollados y una vegetación persistente. Ya que las primeras evidencias pedogénicas en depósitos triásicos se encuentran a techo de la subunidad E3. En esta subunidad y en la base de la subunidad E4 los paleosuelos, clasificados como Entisoles (según la clasificación del Soil Survey Staff, 1999), probablemente se desarrollaron en condiciones secas durante la mayor parte del año. Sin embargo, en la parte superior de la subunidad E4 hay un cambio en el tipo de suelos, clasificados como Inceptisoles (según clasificación de Soil-Survey-Staff, 1999), que indican condiciones más óptimas para el desarrollo de las plantas y, por lo tanto, unas condiciones de precipitación media anual ligeramente superior a la de la transición de las subunidades E3-E4.

En estas dos subunidades se ha encontrado la mayor diversificación de macroflora de las unidades triásicas estudiadas, estando compuesta por una vegetación ribereña, que incluye licofitas semiarborescentes (*Pleuromeia*), esfenofitas (*Equisetites*, y, tal vez, también *Neocalamites*) y coníferas higrófitas, como *Pelourdea*. Otra vegetación característica de tierras bajas con unas condiciones más secas, donde se desarrollarían varias especies de coníferas arbóreas como *Voltzia*, y arbustivas como *Albertia*. Y una posible vegetación de interior (suelo permanente o estacionalmente seco) consiste en

coníferas (*Voltzia*, *Albertia*, *Willsiostrobus* y *Darneya*) (Capítulo 4.3; Borrueal-Abadía *et al.*, 2014).

De igual modo, las subunidades E3 y E4 marcan el pleno restablecimiento de la infauna invertebrada (ya que las subunidades E1 y E2 están escasamente bioturbadas), como se puede observar mediante la importante presencia de bioturbación, especialmente en los depósitos de la llanura de inundación. La ichnofauna consiste en galerías meniscadas de *Taenidium* isp., galerías simples de *Planolites montanus* y trazas simples de *Helminthoidichnites tenuis*. Los depósitos lacustres también están bioturbados, pero con menos intensidad que los depósitos anteriores, conteniendo una ichnofauna diferente, caracterizada por trazas fósiles de vertebrados y artrópodos, sistemas de galerías estriadas de *Spongiomorpha* isp., *Palaeophycus tubularis* y, en menor medida, *Taenidium* isp. Esta bioturbación intensa se mantiene en las siguientes subunidades de la formación.

Durante la subunidad E5 se produce la reactivación de todo el sistema sedimentario, aumentando los canales migratorios y el desarrollo de barras. En esta subunidad se han encontrado grandes fragmentos de coníferas indeterminadas, probablemente como resultado de su mayor resistencia al transporte. Sin embargo, su presencia también podría ser el resultado de una vegetación más escasa que no protege los suelos de la erosión. Además, la presencia solamente de coníferas podría indicar un cambio hacia condiciones más áridas, aunque también puede deberse a una selección tafonómica o una combinación de ambas. Sin embargo, los paleosuelos, clasificados como Entisoles, también podrían indicar altas tasas de erosión y un clima árido, concordando con los restos de macroflora encontrados.

En la subunidad E6 se vuelven a restablecer los sistemas fluviales braided, dominando los procesos de crevasse. Sin embargo, en esta subunidad solamente se han identificado un fragmento de *Pleuromeia* y especímenes de *Peltaspermum* mal preservados, y tal vez parte de un helecho con semillas. Este dato es llamativo ya que en las subunidades E3 y E4, que muestran características sedimentarias y de preservación de los restos fósiles similares, se ha encontrado un mayor número y diversidad de especímenes. Esto podría deberse a las condiciones áridas cercanas a las de sabkhas interiores deducidas por criterios sedimentológicos (Borrueal-Abadía *et al.*, 2015; capítulo 5) y la presencia de pequeños sistemas de dunas eólicas intercalados en los depósitos finos en la sección de Torre de Las Arcas-Peñarroyas. Además, las características de los paleosuelos encontrados (clasificados como Inceptisoles) parecen apuntar a la oxidación de suelos bajo un clima árido, aunque no pueden descartarse inundaciones periódicas.

En la Fm Eslida, la concentración de minerales APS es baja, con unos valores de 0,09% a 0,02% (Fig. 7.1), sugiriendo que las condiciones ácidas sólo se darían en esporádicos episodios de corta duración. Estos valores bajos coinciden con la plena recuperación biótica. Por tanto, las condiciones ambientales imperantes durante este periodo debieron ser lo suficientemente óptimas para permitir la recuperación de la actividad biótica.

En la evolución de la concentración de los minerales APS en las unidades de estudio de la Cordillera Ibérica se observa una relación entre su mayor concentración y la ausencia de indicadores de vida (excepto a techo de la Fm Alcotas). Estos datos apoyan la hipótesis de que estas fases minerales son indicativas de un ambiente ácido perjudicial para la vida, y enfatizan la importancia de la cuantificación de estos minerales a la hora de interpretar las condiciones del medio en el cual precipitaron.

De este modo, se observa un incremento en la concentración de minerales APS alrededor del límite S-S, y los valores permanecen altos hasta el Spathiense medio, indicando que se depositaron en presencia de aguas meteóricas ácidas durante un largo período de tiempo en un ambiente dañino para la vida. Este mayor contenido en minerales APS coincide con la ausencia de paleosuelos, bioturbación, macro- y microflora, y unas condiciones climáticas áridas, mientras que el descenso de su concentración se produce en el Spathiense superior, al mismo tiempo que la instauración de un clima más húmedo y las primeras bioturbaciones, huellas de tetrápodos y microflora. Durante el Anisiense el contenido de estas fases minerales continúa bajo, coincidiendo con la plena recuperación ambiental.

Los minerales APS se analizaron tanto en areniscas como en lutitas depositadas por sistemas fluviales y eólicos, sin observarse diferencias en el contenido ni por el cambio litológico, ni del medio sedimentario (capítulo 6.2).

Las posibles causas de la acidificación del medio y su comparación con otras áreas se discute en el último apartado de este capítulo.

7.3 CUENCAS DEL OESTE DEL TETHYS

Como se ha comentado anteriormente, con el objetivo de conocer si las condiciones de acidez descritas en la Cordillera Ibérica se dieron en otras cuencas, se han estudiado las variaciones de la concentración de los minerales APS en diferentes cuencas del oeste del Tethys, más concretamente en la Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña. Estos minerales se cuantificaron en muestras de lutitas y areniscas que fueron depositadas por

sistemas fluviales y esporádicamente en medios eólicos.

Las relaciones texturales de los minerales APS en las diferentes cuencas señalan que estas fases precipitaron durante la diagénesis temprana, del mismo modo que las descritas en la Cordillera Ibérica. A su vez, las composiciones de estos minerales son homogéneas en las diferentes cuencas del oeste del Tethys, indicando que las condiciones necesarias para su formación fueron similares (capítulo 6.2).

A su vez, los resultados muestran unas tendencias que se repiten en todas las secciones estratigráficas estudiadas (Fig. 7.2). Por tanto, se ha considerado que las condiciones necesarias para la precipitación de estos minerales se dieron, por lo menos, a escala del oeste del Peri-Tethys.

Las rocas más antiguas estudiadas se encuentran en Cerdeña, y pertenecen a la Fm Cala del Vino. Esta formación consiste en una alternancia de arenas y lutitas verdosas y rojizas. Se interpreta como sistemas fluviales braided y meandriformes con amplias llanuras de inundación en las que se desarrollaron paleosuelos (Ronchi *et al.*, 2011a; Baucon *et al.*, 2014). Los paleosuelos y la bioturbación son abundantes en toda la unidad (Tabla 7.1). A esta formación se le ha asignado una edad Kunguriense superior–Roadiense (Ronchi *et al.*, 2011a).

En la Cordillera Ibérica, los sedimentos pérmicos más jóvenes (Fm Alcotas, descrita en el apartado anterior) han sido datados como Capitaniense–Lopingiense inferior. Mientras que la Unidad P3 de Menorca, datada como “Thüringiense” (Pérmico medio-superior) mediante asociaciones de polen y esporas (Broutin *et al.*, 1992), podría ser correlacionable a la Fm Alcotas (capítulo cronoestratigrafía).

La unidad P3 se compone de areniscas rojas con intercalaciones de lutitas. Se interpreta como sistemas fluviales braided y meandriformes que cruzan amplias llanuras de inundación (Gómez-Gras y Alonso-Zarza, 2003) en las que son frecuentes las bioturbaciones y los paleosuelos (Fig. 7.2).

En las unidades pérmicas estudiadas el contenido en minerales APS es muy bajo (Fig. 7.2), ya que en la mayoría de las muestras examinadas, estos minerales ocupan menos del 0,05% de la superficie de la lámina delgada, y en algunos casos es casi indetectable (variando entre un 0,002% y un 0,08%).

A las primeras unidades triásicas estudiadas se les ha asignado una edad Smithiense-Aegiense, (Doubinger *et al.*, 1990; Bourquin *et al.*, 2007; López-Gómez *et al.*, 2012; Galán-Abellán *et al.*, 2013a). Por tanto, el límite P-T no está representado en las cuencas de estudio. Estas unidades son la Fm Cañizar en la Cordillera Ibérica, la

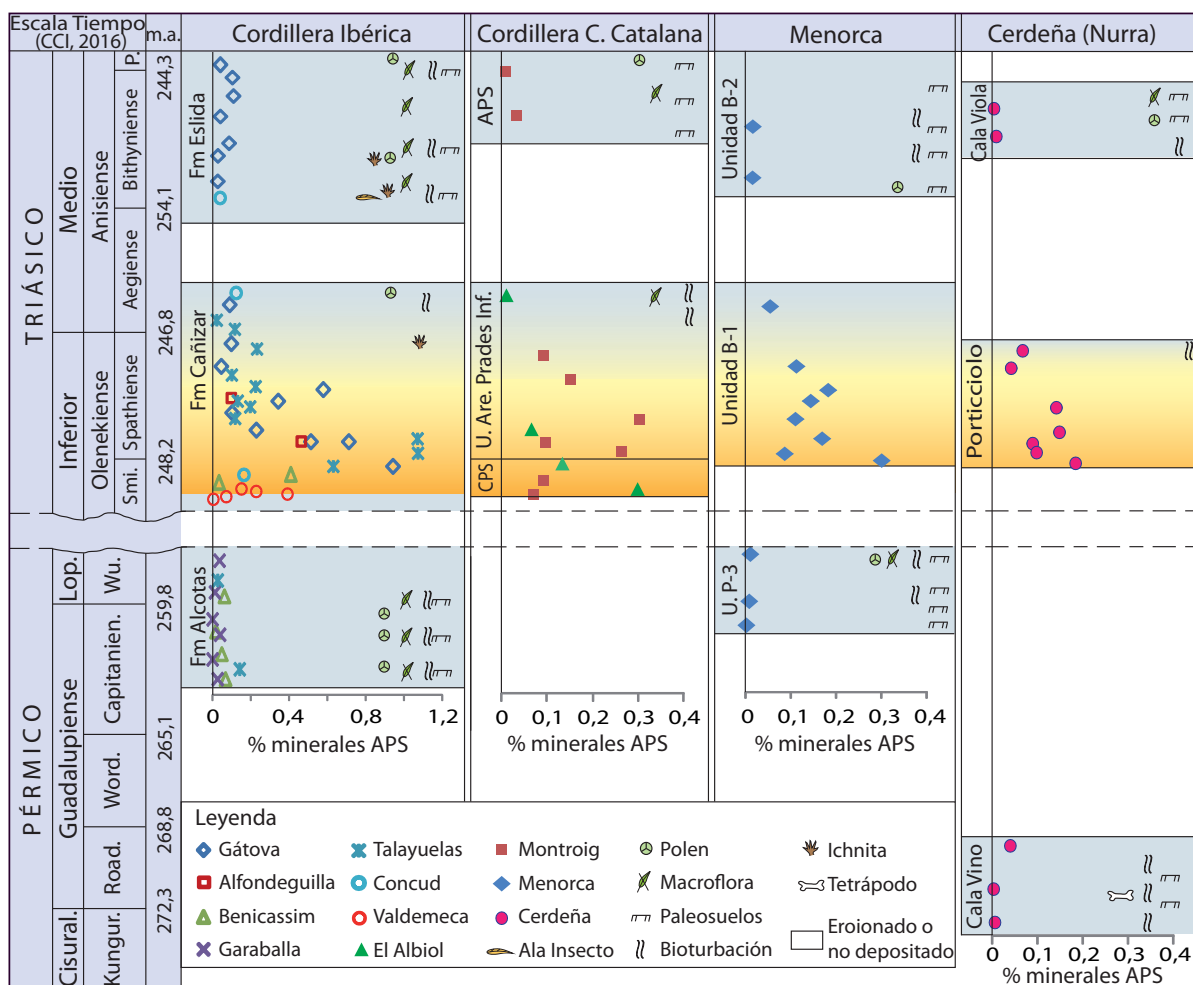


Fig. 7.2: Secciones estratigráficas estudiadas y sus unidades de la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña, con la variación en la concentración de minerales APS e indicadores de actividad biótica (bioturbación, paleosuelos, flora, huellas de tetrápodos...). (Edades según Ogg et al., 2016)

Unidad Conglomerados de Prades Superiores y Unidad Areniscas de Prades Inferiores en la Cordillera Costero Catalana, la Unidad B1 en Menorca y la Fm Porticciolo en Cerdeña (cuyo límite superior se encontraría en el Spathiense). Todas ellas comienzan con un conglomerado basal que da paso a unas areniscas rojas. Se han interpretado como sistemas fluviales braided en los que son frecuentes los retoques eólicos. En la base de estas unidades no se han encontrado restos de indicadores de vida, y es a techo de las mismas donde se observan los primeros indicios (Tabla 7.1).

Como se ha comentado anteriormente, en los primeros metros de la Fm Cañizar, que posiblemente corresponden a los sedimentos triásicos más antiguos estudiados en esta memoria, el contenido de minerales APS es bajo, similar a la concentración de las rocas pérmicas, variando entre un 0,003% y 0,07% (Fig. 7.2). Sin embargo, alrededor del límite S-S se produce un gran incremento en la concentración de estos minerales en todas

las cuencas, que varía entre 0,09-1,07% (Fig. 7.2). El mayor contenido de minerales APS se encuentra en las muestras de la Cordillera Ibérica, sin embargo, en todas las unidades de estudio la concentración de estos minerales es un orden de magnitud mayor durante este periodo que en las unidades pérmicas. Este contenido permanece alto hasta el Spathiense medio, coincidiendo el descenso en la concentración de minerales APS con los primeros signos de vida (Gand *et al.*, 2010; López-Gómez *et al.*, 2012; Baucon *et al.*, 2014). Las facies sedimentarias de estas unidades son similares, indicando que la

Tabla 7.1: Indicadores de actividad orgánica descritos en las diferentes unidades de la Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña con sus referencias. (1) De la Horra *et al.*, 2008, (2) Capítulo 4.3, Diéguez *et al.*, 2007, (3) Diéguez y Barrón, 2005, (4) Capítulo 4.3, Diéguez y López-Gómez, 2005, (5) Gand *et al.*, 2010, (6) Doubinger *et al.*, 1990. (7) Bèthoux *et al.*, 2009, (8) Capítulo 4.3, Borrueal-Abadía *et al.*, 2014, (9) Borrueal-Abadía *et al.*, 2015, (10) Boulouard y Viallard, 1982, (11) Galán-Abellán 2013, (12) Linol *et al.*, 2009, (13) Gómez-Gras y Alonso-Zarza, 2003, (14) Ronchi *et al.*, 2011a, (15) Baucon *et al.*, 2014, (16) Cassinis *et al.*, 2003, (17) Pittau y Del Rio, 2002.

Escala de tiempo			Cordillera Ibérica			C. Costero Catalana		Menorca		Cerdeña	
Triásico											
			Inferior	Medio		Unidad Areniscas Prades Superiores	Macroflora, Paleosuelos (9)	Unidad B-2	Paleosuelos (13) Bioturbación (12)	Fm Cala Viola	Macroflora (16, 17) Bioturbaciones, Paleosuelos (15, 16)
			Olenekiense	Anisiense							
			Spa. Smithien.	Bithyniense							
						Areniscas Prades Inferiores	Macroflora (11) (11)	Unidad B-1		Fm Porticciolo	Bioturbaciones (15)
			C6	Polen (6)							
			C5	Huellas tetrápodos (5)							
			C4								
			C3								
			C2								
			C1			CPS					

distribución de los minerales APS y la materia orgánica no dependen de un cambio de facies.

Las unidades suprayacentes se han datado como Anisiense inferior-medio, y son la Fm Eslida, la Unidad de Areniscas de Prades Superiores, la Unidad B2 y la Fm Cala Viola en la Cordillera Ibérica, Costero Catalana, Menorca y Cerdeña respectivamente. Estas unidades se componen de una alternancia de lutitas y areniscas, y han sido interpretadas como depositadas por sistemas fluviales braided y meandriformes con amplias llanuras de inundación. En ellas se han encontrado paleosuelos, bioturbación, macro- y microflora (Tabla 7.1).

En estas unidades los porcentajes de minerales APS son bajos, entre 0,006 y 0,09%, coincidiendo esta disminución con la primera aparición de paleosuelos y fragmentos de macroflora (Fig. 7.2).

Por tanto, se ha inferido que durante el depósito de las unidades pérmicas y anisienses la duración y/o la intensidad de las condiciones ácidas desfavorables para la vida, debieron ser relativamente más cortas y/o menos intensas, ya que los minerales APS aparecen diseminados en proporciones que son un orden de magnitud menor que durante el intervalo comprendido entre el final del Smithiense y el Spathiense medio, coincidiendo a su vez con la presencia de abundante bioturbación, paleosuelos y flora. Por el contrario, los altos contenidos relativos encontrados durante el final del Smithiense al Spathiense medio sugieren que las condiciones adecuadas para la formación de minerales APS persistieron durante más tiempo y probablemente fueron más intensas que en las unidades restantes. Coincidiendo los contenidos más altos de estas fases minerales con la ausencia de indicadores bióticos y el descenso de la concentración de los mismos con los primeros indicios de vida.

7.4 LA ACIDIFICACIÓN Y SU REPERCUSIÓN EN EL MEDIO

Debido a la relación entre las mayores concentraciones de minerales APS y la ausencia de indicadores de vida, consideramos que la elevada acidez en el medio de manera sostenida, durante un periodo de tiempo que abarcó desde el final del Smithiense hasta el Spathiense medio, y que afectó por lo menos al oeste del Peri-Tethys, situado en una posición ecuatorial, fue una de las causas que llevó a una crisis ecológica durante este periodo de tiempo. A su vez, esta crisis, que es aquí identificada con la crisis del límite S-S, ampliamente definida por otros autores a escala global, interrumpió la recuperación de la vida que había comenzado durante el Induaniense tras la crisis del límite P-T. Únicamente cuando esta acidez volvió a niveles normales, durante el

Anisiense, la recuperación biótica pudo desarrollarse.

Las causas últimas del aumento de la acidificación siguen siendo poco claras. Galán-Abellán *et al.* (2013b), utilizando variaciones en datos isotópicos de Sr y S, interpretaron que la señal isotópica del Sr estaba influida por dos fuentes, por la disolución de minerales preexistentes como feldespato K y minerales arcillosos detríticos, y por aerosoles marinos y/o volcánicos que provocaron la disminución de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ totales. Estos aerosoles también fueron la posible fuente del azufre, pero el ^{34}S se redujo por disolución de sulfuros pre-existentes, principalmente pirita. Aunque la acidificación en el medio en la zona de estudio pudo, por tanto, tener una clara relación con la disolución de la pirita y los aerosoles marinos o volcánicos, o una combinación de ambos, la explicación más respaldada hasta la fecha a nivel global es la relacionada con la dispersión de los aerosoles volcánicos, relacionados con la renovada y periódica actividad volcánica de las Trampas Siberianas (Payne *et al.*, 2004). Esta actividad produciría lluvia ácida (Black *et al.*, 2014), causando la acidificación de los océanos (Payne *et al.*, 2004; Hand, 2015) y del medio continental (Galfetti *et al.*, 2007a).

Esta hipótesis se apoya en que el incremento de los minerales APS, y por consiguiente de las condiciones ácidas, durante el límite S-S coincide con un pico negativo de los isótopos estables de carbono, registrado en rocas carbonatadas marinas (Fig. 7.3), así como en el carbono orgánico del Triásico Inferior (Payne *et al.*, 2004; Chen y Benton, 2012), que puede correlacionarse con excursiones parecidas en paleosuelos (Krull y Retallack, 2000). Además de este pico, en el Triásico Inferior se han observado dos excursiones más de este tipo, que son también claramente compatibles con episodios de inyección masiva de CO_2 en la atmósfera proveniente de las Provincias Ígneas de Siberia (Payne *et al.*, 2004). Estos tres picos negativos son similares al ocurrido durante la crisis del límite P-T y se correlacionan con periodos de crisis (Stanley, 2009), siendo el registrado en el límite S-S el mayor de ellos (Yin, 1990; Hallam, 1996; Sun *et al.*, 2012).

Durante el Triásico Inferior, se acumuló un inmenso flujo de basaltos con un volumen total de $4 \times 10^6 \text{ Km}^3$ (Kamo *et al.*, 2003) debido a la actividad volcánica de la Provincia Ígnea de Siberia. En un trabajo sobre los pulsos de dicha actividad realizado por Xie *et al.* (2010), se muestra que el vulcanismo se produjo en diferentes zonas, situadas a cientos de kilómetros unas de otras, y que solapaban su actividad, coincidiendo uno de los mayores episodios de inyección basáltica con la crisis del límite S-S. Así, el Smithiense se vio afectado por una inyección de CO_2 que derivó en una excursión total hacia valores negativos del $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre 7 y 10 por mil (Payne y Kump, 2007; Grasby *et al.*, 2012), una de las más altas conocidas en el Fanerozoico.

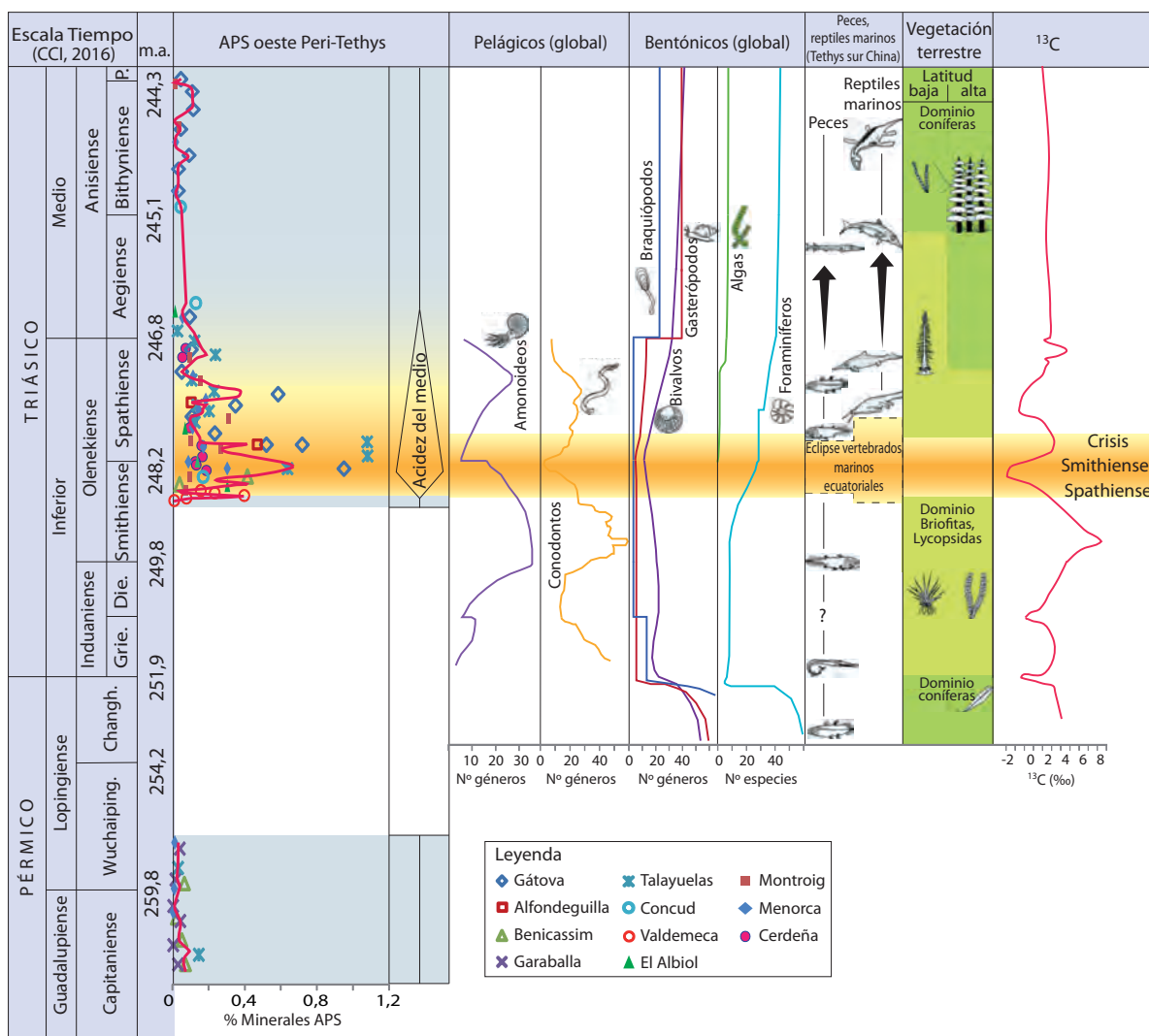


Fig. 7.3: Variación en la concentración de los minerales APS en las diferentes cuencas estudiadas (Cordillera Ibérica, Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña) y curva de los valores medios del contenido de éstos. Junto a picos de extinción durante el Triásico Inferior correlacionados con las variaciones en los isótopos estables de carbono. (Modificado de Sun et al., 2012 y Payne et al., 2004. Edades según Ogg et al., 2016)).

Los efectos directos de las inyecciones de CO_2 en el medio continental durante el Smithiense-Spathiense no se han estudiado en detalle. Sin embargo, Black et al. (2014) realizaron un trabajo sobre la inyección de CO_2 durante el límite P-T, que como se ha comentado, fue similar a la ocurrida durante el límite S-S, y estimaron que el incremento de la acidez y el colapso en la capa de ozono (ligado al alto contenido de HCl y CH_2Cl en las emisiones) fue muy rápido, incluso inmediato, durante los primeros 10 años después de la emisión. Además, observaron que la lluvia ácida sería más intensa y con unos efectos más devastadores en las zonas del hemisferio norte próximas al ecuador, situación en la que se encontraban las cuencas de estudio. Los datos de emisiones de azufre y su relación con la acidez en la crisis del límite P-T también han sido recientemente estudiados por

Beerling *et al.* (2007) y Black *et al.* (2014), sin embargo son prácticamente inexistentes aquellos relacionados con el límite S-S.

El descubrimiento de las excursiones negativas de los isótopos estables de carbono durante el Triásico Inferior llevó a la hipótesis de que una sucesión de crisis ecológicas similares a las del límite P-T sofocó la recuperación ambiental que se estaba produciendo (Krull y Retallack, 2000; Pruss *et al.*, 2004; Horacek *et al.*, 2007; Galfetti *et al.*, 2007a, b; Stanley, 2009; Chen y Benton, 2012; Sun *et al.*, 2012; Shen *et al.*, 2015) (Fig. 7.3). Por lo tanto, los intervalos entre las crisis podrían haber sido hospitalarios para la vida, pero demasiado breves para que se produjese una diversificación sustancial de la mayoría de taxones y permitir una recuperación.

Debido a la ausencia de registro desde el final del Lopingiense hasta el Smithiense inferior en la zona de estudio y en todas las cuencas continentales de Europa Occidental, no se puede evaluar si hubo una pequeña recuperación de la vida después de la crisis del límite P-T, como se ha observado en medios marinos próximos a estas cuencas, como es el caso de los actuales Alpes Meridionales (Twitchett, 1999), o si por el contrario, la ausencia de indicadores de vida se mantuvo desde dicha crisis.

El periodo de tiempo entre el Smithiense superior y el Spathiense superior, en el que imperaron las condiciones ácidas, coincide con una etapa de calentamiento global, como se ha estudiado en la Cordillera Ibérica (Capítulo 5; Borrueal-Abadía *et al.*, 2015). Este calentamiento también parece estar ocasionado por la actividad volcánica en Siberia (Nikishin *et al.*, 2002; Payne *et al.*, 2004; Payne y Kump, 2007; Galfetti *et al.*, 2007b; Retallack *et al.*, 2011; Romano *et al.*, 2013), ya que una inyección de CO₂ de estas proporciones en la atmósfera llevó consigo un aumento repentino de la temperatura (Galfetti *et al.*, 2007a; Sun *et al.*, 2012). Se cree que este calentamiento jugó un papel importante en el desarrollo de la vida (Montañez *et al.*, 2007; Benton y Newell, 2014), intensificando las condiciones desfavorables para la recuperación de los ecosistemas durante el Triásico Inferior (Kozur y Weems, 2011), e incluso se describe como letal para este periodo de tiempo en algunos estudios (Sun *et al.*, 2012). A su vez, este calentamiento, pudo provocar que las aguas superficiales y subterráneas se volvieran extremadamente salinas y ácidas (Benison *et al.*, 1998; Tabor y Montanez, 2004, 2005; Peyser y Poulsen, 2008; Soreghan *et al.*, 2008). Sin embargo, aunque la aridez del clima ayudara a mantener las condiciones ácidas en el medio ambiente, la presencia de los minerales APS en las zonas de estudio, no depende solamente de la instauración de un clima más árido, ya que a techo de la Fm Cañizar tiene lugar un pulso árido (Borrueal-Abadía *et al.*, 2015) en el que no se observa un incremento de los minerales APS.

Por otro lado, la ausencia de bioturbación observada, provocaría una disminución en la reelaboración mecánica del sedimento y del suelo, impactando en el reciclado geoquímico, lo que provocaría el aumento de la acidificación de los sedimentos, deteriorando aún más el funcionamiento del ecosistema. Por ejemplo, la actividad de excavación de las lombrices de tierra es fundamental en la formación del suelo mediante la estabilización de la materia orgánica (Scheu y Wolters, 1991). Además, algunos organismos del suelo, como los colémbolos, alteran fuertemente el flujo de carbono a través de las redes de hongos, que son esenciales para el establecimiento y mantenimiento de las comunidades vegetales (Johnson *et al.*, 2005). Y la actividad de diversos invertebrados infaunales, como los quironómidos y los tubífidos, conduce a un aumento del pH en el sedimento debido a la eliminación de metabolitos ácidos (Krantzberg, 1985). De este modo, la ausencia de la infauna de vertebrados afectaría a la estructura del ecosistema, diezmando los niveles inferiores de la cadena trófica.

Por consiguiente, las interacciones entre las condiciones ambientales pudieron retroalimentarse de una manera cíclica durante la crisis biótica, provocando efectos devastadores.

El calentamiento global durante el Triásico Inferior, marcado a su vez por etapas cortas hipercálidas, como se ha visto en la Cordillera Ibérica, provocaría una evaporación importante de las masas de agua continental y un descenso marcado de aquellas que se incorporaban al océano, como se refleja en los estudios sobre la variación en la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Erwin, 2006; Benton y Newell, 2014), disminuyendo la llegada de nutrientes al mar, y por consiguiente, contribuyendo al retraso en la recuperación de la vida después de la crisis P-T (Algeo *et al.*, 2011). Además, debido a la configuración de la placa Ibérica, con cuencas endorreicas y sistemas fluviales cortados por sistemas de dunas eólicas, también se habría dificultado la llegada de nutrientes al océano. Al mismo tiempo que la formación de minerales APS, pudo provocar que el fósforo quedase atrapado en su estructura y por consiguiente se produjese un descenso de este aporte esencial para la vida al medio marino (Payne y Kump, 2007), al mismo tiempo que estaría menos disponible en el medio continental. De este modo, los minerales APS funcionarían, en cierto modo, como reservorio de fósforo durante el periodo de crisis.

El inicio de la recuperación ambiental en las zonas de estudio, coincide con un descenso en la concentración de los minerales APS durante el Spathiense superior, ya que, como se ha comentado anteriormente, no se conoce ningún registro fósil ni apenas indicios de actividad orgánica hasta dicho periodo (López-Gómez *et al.*, 2012; Galán-Abellán *et al.*, 2013a; Borrueal-Abadía *et al.*, 2014). Un filtro tafonómico ha sido descartado inicialmente, ya que esta ausencia incluye plantas, tetrápodos, insectos,

suelos y bioturbación. Por ello, hemos asumido que hasta que no se produjo un descenso en la acidez en el medio no tuvo lugar la recuperación biótica.

A su vez, esta recuperación coincide con la instauración de un clima más húmedo y una reactivación tectónica relacionada con el evento Hardegsen, reconocido en el oeste de Europa y que configuró un nuevo escenario paleogeográfico (Aigner y Bachmann, 1992; López-Gómez *et al.*, 2012; Sánchez Martínez *et al.*, 2012). Este evento permitió la apertura de corredores en tierra que favorecieron el desarrollo y la reactivación de las redes de drenaje y el inicio de un episodio más húmedo al final del Spathiense, también favorecido por la posición latitudinal de Iberia cercana al ecuador. Estas circunstancias, la humedad, los corredores y las aguas más oxigenadas habrían contribuido a la recuperación de la fauna y la flora en estas cuencas al final del Triásico Inferior, al mismo tiempo que pudieron favorecer un descenso de la acidez en el medio.

La recuperación ambiental total en la zona de estudio coincide con la estabilización de la curva de isótopos de carbono después de un cambio positivo inicial durante el Bithyniense (Anisiense) (Fig. 7.3), y con la aparición de comunidades ecológicas complejas en el registro fósil, y la expansión de nuevo de los bosques de coníferas a nivel global (Looy *et al.*, 1999). En la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costero Catalana, este hecho también ha sido observado, ya que durante este periodo se han encontrado los primeros fragmentos de macroflora (Borrueal-Abadía *et al.*, 2014), y los primeros depósitos de carbón desde el Capitaniense, aunque son escasos y delgados. Este dato es particularmente interesante considerando la ausencia de carbón postulada por Retallack *et al.* (1996) debida a la extinción masiva del límite P-T.

El desarrollo de estos bosques ayudó al descenso de los niveles de CO₂, con la consiguiente bajada de la temperatura global, la reactivación de las corrientes oceánicas y la mezcla de aguas. Estos procesos favorecieron la llegada de nutrientes al océano y el aumento de los organismos planctónicos fotosintéticos (Kidder y Worsley, 2004), recuperándose la diversidad marina bentónica total (Twitchett *et al.*, 2001). A su vez, el fósforo, nutriente esencial para la vida (Payne y Kump, 2007), pudo estar más disponible al no quedarse retenido en la estructura de los minerales APS.

Si se realiza una comparación de la concentración de los minerales APS en las muestras con las variaciones del Sr y el P obtenidas a partir de análisis geoquímicos determinados por ICP sobre roca total (capítulo 6.2), se observa una correlación positiva para aquellas muestras con mayores concentraciones de minerales APS (Fm Cañizar en la Cordillera Ibérica). Además, el Sr y P de roca total muestran un alto coeficiente de determinación. Los resultados obtenidos indican que la mayoría de estos dos

elementos en las muestras de la Fm Cañizar se encuentran en los minerales APS, y por tanto, el P estaría retenido en la estructura de dichos minerales. Sin embargo, cuando la concentración de los minerales APS es baja y se encuentran dispersos, la correlación entre el contenido de estos minerales, el Sr y el P es perceptiblemente peor.

En la Fm Eslida, se observa una alta concentración de P respecto al Sr y una baja correlación entre ambos elementos y con los minerales APS, probablemente debido a que cantidades significativas de P se encuentran alojadas en fosfatos no portadores de Sr (fosfatos detríticos tales como monazita, xenotima y apatito), cuya presencia ha sido detectada bajo microscopía óptica. Debido a que los minerales APS requieren valores de pH bajos para su formación y los fosfatos detríticos se disuelven más fácilmente en estas condiciones (Guidry y Mackenzie, 2003; Le Roux *et al.*, 2006), la mayoría de estas fases detríticas de la Fm Cañizar debieron ser inestables, proporcionando así fósforo para la precipitación de los minerales APS. Por el contrario, en la Fm Eslida, las condiciones menos ácidas habrían ayudado a la preservación de algunos de estos fosfatos detríticos.

Los efectos de la inyección de CO₂ han sido discutidos en numerosos estudios centrados, sobre todo, en el ambiente marino (Payne *et al.*, 2004; Chen y Benton, 2012). Sin embargo, los datos que reflejan las condiciones ambientales continentales para el Triásico Inferior son limitados, debido a que las características geoquímicas y mineralógicas de las rocas sedimentarias continentales reflejan tanto la influencia de las fases detríticas, como de las transformaciones diagenéticas sobreimpresas (Coney *et al.*, 2007; Benton y Newell, 2014). Por ello, el método de cuantificación de los minerales APS, siempre y cuando precipiten durante la diagénesis muy temprana, puede ser una herramienta para conocer las condiciones de acidez en el medio continental en combinación con el resto de indicadores manejado (como flora, paleosuelos, bioturbación, clima...). Por otro lado, la estabilidad de estos minerales ayuda a conocer el contenido disponible de elementos como el S y P, que suponen una parte importante de la composición de los nutrientes para el desarrollo o interrupción de la vida.

A su vez, los datos obtenidos en este trabajo, han permitido conocer una de las causas de la crisis biótica relacionada con el límite S-S, y pueden tenerse en cuenta en otras crisis bióticas pasadas y en escenarios futuros también, ya que actualmente la lluvia ácida es un fenómeno común debido al CO₂ liberado por la quema de combustibles fósiles. Algunos estudios estiman que la inyección de carbono en la atmósfera durante las diferentes fases de vulcanismo relacionadas con el PTB fue de 24.000 gigatoneladas (Gt) por 10.000 años (a una tasa de 2,4 Gt por año) (Black *et al.*, 2014; Hand, 2015) y en la actualidad el carbono de todas las fuentes está entrando en la atmósfera a una tasa de alrededor de 10 Gt al año (Svensen *et al.*, 2009; Hand, 2015). Sin embargo, los depósitos

de combustibles fósiles económicamente viables conocidos sólo contienen 3.000 Gt de carbono (Hand, 2015), por lo que la actividad humana no puede inyectar tanto carbono como ocurrió durante el límite P-T, pero hoy en día el carbono es liberado a la atmósfera más rápidamente que durante la crisis de dicho límite.

8. CONCLUSIONES / CONCLUSIONS

8. CONCLUSIONES

La tesis doctoral realizada ha permitido abordar, por primera vez en el oeste de Europa, las posibles causas que produjeron la crisis ambiental ocurrida durante el límite Smithiense-Spathiense (S-S), Olenekiense (Triásico Inferior) en medios continentales del oeste del Peri-Tethys, concretamente en la Cordillera Ibérica, extendiéndose posteriormente a la Cordillera Costero Catalana, Menorca y Cerdeña, que durante este periodo se encontraban en una posición cercana al ecuador (10°-14° N). El trabajo se ha realizado de forma multidisciplinar; por un lado se ha enmarcado el contexto ambiental mediante el estudio de la sedimentología, paleoflora, paleosuelos, mineralogía y climas de las unidades litoestratigráficas estudiadas y, paralelamente, se ha estudiado la acidez del medio a través del análisis de minerales fosfato-sulfato aluminicos (APS). Dicha acidificación se refleja en este trabajo por el incremento de la concentración de estas fases minerales en comparación con las rocas subyacentes y suprayacentes.

El resultado de esta investigación arroja las siguientes conclusiones:

1- Se ha desarrollado por primera vez un método para cuantificar la concentración de minerales APS en rocas siliciclásticas, basado en la realización de mapas de distribución de elementos (S, P, Sr y Ca) con técnicas de microsonda electrónica. Los errores obtenidos con este método varían entre el 5,6% y el 11,7%.

2- La composición química de los minerales APS es muy similar en las cuatro cuencas analizadas. Los estudios texturales de las muestras de Menorca y Cerdeña, junto a los estudios previos de la Cordillera Ibérica y Costero Catalana, indican una precipitación temprana de estas fases minerales, anterior a la compactación principal y a los cementos diagenéticos. Por ello, se considera que se formaron poco después de la sedimentación, probablemente aún bajo la influencia de aguas meteóricas ácidas.

3- La cuantificación detallada de los minerales APS en las diferentes unidades estudiadas y la comparación de las concentraciones obtenidas, ha proporcionado una herramienta precisa para la determinación de las variaciones en la duración e intensidad de las condiciones ácidas medioambientales. Para ello ha resultado imprescindible determinar la concentración de los minerales APS.

4- En todas las cuencas estudiadas se observa el mismo patrón de distribución de la concentración relativa de minerales APS, indicando que los factores necesarios para su precipitación debieron actuar, por lo menos, a escala del oeste del Peri-Tethys. No

obstante, los mayores contenidos absolutos de estos minerales se encuentran en las muestras de la Cordillera Ibérica.

5- El estudio detallado de la macroflora encontrada en las unidades de la Cordillera Ibérica y de las variaciones climáticas, junto al estudio sedimentológico, de bioturbación y paleosuelos ha permitido completar la reconstrucción de las condiciones paleoambientales existentes durante la crisis Smithiense-Spathiense y en la recuperación posterior.

6- En las unidades pérmicas estudiadas la proporción relativa de la concentración de minerales APS es baja, y se encuentran abundantes paleosuelos, macroflora y microflora, por lo que se ha inferido que las condiciones necesarias para la precipitación de estas fases minerales fueron esporádicas y/o de poca intensidad.

7- La mayor concentración de minerales APS se encuentra en el límite Smithiense-Spathiense hasta el Spathiense medio, indicando una importante acidificación del medio durante ese intervalo de tiempo, que coincide con la ausencia de indicadores de actividad biótica (como paleosuelos, flora, bioturbación y fauna) y un clima con periodos alternos áridos y semiáridos.

8- El descenso de la concentración de los minerales APS, y por tanto de la acidez, sucede al mismo tiempo que la recuperación ambiental, durante el Spathiense medio, cuando aparecen los primeros indicios de vida como bioturbación, huellas de tetrápodos y microflora y la instauración de una fase húmeda.

9- Durante el Anisiense inferior la concentración relativa de minerales APS se mantiene baja y se produce el pleno restablecimiento ambiental, con la presencia de diferentes especies de macroflora, desarrollo de paleosuelos, aparición de insectos y abundante bioturbación, bajo unas condiciones climáticas alternantes húmedas y áridas.

10- No se ha observado ningún tipo de condicionamiento para la aparición de minerales APS que dependa de la litología (lutitas o areniscas de grano fino a grueso) ni del medio sedimentario (fluvial o eólico); sin embargo, la aridez del clima y la ausencia de bioturbación y vegetación ayudarían a mantener las condiciones ácidas en el medio, retroalimentando las condiciones hostiles para la vida.

11- Las causas últimas de la acidificación del medio durante el límite Smithiense-Spathiense parecen estar relacionadas con la actividad volcánica de las Trampas Siberianas, que inyectarían CO₂ y otros gases con Cl y F en la atmosfera provocando la acidificación del sistema. El incremento de dicha acidez coincide con un periodo de vulcanismo y una excursión negativa en los isótopos estables de carbono.

12- La obtención de los mismos resultados en la distribución de las concentraciones de minerales APS en las diferentes cuencas de estudio, ha permitido determinar que la acidificación del medio relacionada con la crisis Smithiense-Spathiense se produjo, al menos, en el oeste del Peri-Tethys. Estos datos abren la posibilidad a investigaciones futuras sobre la presencia y distribución de dichas fases minerales, como la determinación de las mismas en otras latitudes, o si se mantiene una distribución similar en otras cuencas.

8. CONCLUSIONS

This PhD thesis examines, for the first time in western Europe, the possible causes that produced the environmental crisis during the Smithian-Spathian (Olenekian, Early Triassic) boundary in continental rocks of the western Peri-Tethys, specifically in the Iberian Range, extending later to the Catalan Coastal Range, Minorca and Sardinia. During this period these basins were situated in a position near the equator (10°-14° N). The work has been done in a multidisciplinary way; on one hand the environmental context has been framed by the study of the sedimentology, paleoflora, palaeosols, mineralogy and climates of the lithostratigraphic units studied and, on the other, the environmental acidity has been studied through the analysis of aluminium phosphate-sulphate (APS) minerals. The acidification of the environment has been reflected by the increase in the concentration of these mineral phases compared to the underlying and overlying rocks.

The result of this research provides the following conclusions:

1- A method to quantify the concentration of APS minerals in siliciclastic rocks has been developed for the first time, based on the elements (S, P, Sr and Ca) mapping distribution using electron microprobe techniques. The errors obtained with this method vary between 5.6% and 11.7%.

2- The chemical composition of the APS minerals is very similar in the four basins analyzed. The textural studies of the samples from Minorca and Sardinia, together with the previous studies of the Iberian and Catalan Coastal Range, indicate an early precipitation for these mineral phases, previous to the main compaction and diagenetic cements. Therefore, they are considered to have formed shortly after sedimentation, probably still under the influence of acidic meteoric waters.

3- The detailed quantification of the APS minerals in the different units studied, and the comparison of the obtained concentrations, has provided an accurate and essential tool for the determination of the variations in both the duration and intensity of the acidic environmental conditions.

4- In all the basins studied, the same pattern of distribution of the relative concentration of APS minerals is observed. This indicates that the factors necessary for its precipitation occurred at least at the western Peri-Tethys. However, the highest absolute contents are found in samples from the Iberian Range.

5- The detailed study of the macroflora found in the units of the Iberian Range and the climatic variations, together with the study of bioturbation and palaeosols completes the reconstruction of the palaeoenvironmental conditions during Smithian-Spathian crisis and its later recovery.

6- In the studied units the relative proportion of the concentration of APS minerals is low, and palaeosols, macroflora and microflora are abundant. Therefore sporadic and/or low intensity conditions necessary for their formation have been inferred.

7- The highest concentration of APS minerals is found in the Smithian-Spathian boundary up to the middle Spathian, indicating an important acidification of the medium during this time interval, which coincides with the absence of biotic activity indicators (such as palaeosols, flora, bioturbation and fauna) and a climate with alternating arid and semi-arid periods.

8- The decrease in the concentration of APS minerals, and therefore of the acidity, occurs at the same time as environmental recovery during the middle Spathian, when the first signs of life appear, as bioturbation, traces of tetrapods and microflora, and the beginning of a wet phase.

9- During the early Anisian, the relative concentration of APS minerals remains low and environmental recovery is complete, with the presence of different species of macroflora, palaeosols and abundant bioturbation, under alternating wet and arid climatic conditions.

10- No type of conditioning that depend on lithology (siltstone or sandstone) or sedimentary environment (fluvial or eolic) has been observed for the appearance of APS minerals; however, the aridity of the climate and the absence of bioturbation and vegetation would help to maintain the acidic conditions in the environment, feeding back to the hostile conditions for life.

11- The ultimate causes of environmental acidification during the Smithian-Spathian boundary seem to be related to the volcanic activity of the Siberian Traps. This activity would inject CO₂ and other gases with Cl and F into the atmosphere causing acidification of the system. The increase of this acidity coincides with a negative excursion of the stable carbon isotopes.

12- The finding of the same results in the distribution of the concentrations of APS minerals in the different basins of study, has allowed to determine that the acidification of the environment related to the Smithian-Spathian crisis occurred, at least, in the west of Peri-Tethys. Such data open the possibility for future research on the presence and

distribution of these mineral phases in other areas (in order to establish the extent of the influence of acidic conditions during this period, if a similar distribution is maintained in other latitudes, etc.).



2014

Reconstrucción paleoambiental del periodo de tiempo estudiado.

Ilustrada por cortesía de María Victoria Abadía

9. BIBLIOGRAFÍA

9. BIBLIOGRAFÍA

- Abdala, F., Cisneros, J.C., Smith, R.M., 2006. Faunal aggregation in the Early Triassic Karoo Basin: earliest evidence of shelter-sharing behavior among tetrapods? *Palaaios* 21, 507-512.
- Aigner, T., Bachmann, G.H., 1992. Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. *Sedimentary Geology* 80, 115-135.
- Alexander, J., Fielding, C.R., Jenkins, G., 1999. Plant-material deposition the tropical Burdekin River, Australia: Implications for ancient fluvial sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 153, 105-125.
- Algeo, T.J., Chen, Z.Q., Bottjer, D.J., 2015. Global review of the Permian–Triassic mass extinction and subsequent recovery: Part II. *Earth-Science Reviews* 149, 1-4.
- Algeo, T.J., Chen, Z.Q., Fraiser, M.L., Twitchett, R.J., 2011. Terrestrial–marine teleconnections in the collapse and rebuilding of Early Triassic marine ecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 308, 1-11.
- Algeo, T.J., Twitchett, R.J., 2010. Anomalous early Triassic sediment fluxes due to elevated weathering rates and their biological consequences. *Geology* 38, 1023-1026.
- Almera, J., 1891. Mapa geológico y topográfico de la Provincia de Barcelona. Región primera. 1: 40000, Diputación Provincial de Barcelona.
- Almera, J., 1897. Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región segunda o del río Noya al mar, con explicación somera en la misma hoja. 1:40.000. Topografía J. Brossa, Barcelona.
- Almera, J., 1900. Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región primera o contornos de la capital, con explicación somera en la misma hoja. 1:40.000. 2ª ed. Topografía J. Brossa, Barcelona.
- Almera, J., 1909. Descubrimient de una del las antigues floras triássicas. *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural* 9, 11-14.
- Alonso-Azcárate, J., Arche, A., Barrenechea, J.F., López-Gómez, J., Luque, F.J., Rodas, M., 1997. Palaeogeographical significance of clay mineral assemblages in the Permian and Triassic sediments of the SE Iberian Ranges, eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136, 309-330.
- Alonso-Zarza, A.M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews* 60, 261-298.
- Álvarez-Ramis, C., Fernández Marrón, T., Calafat, F., 1995. Avance sobre la megafloa triásica, en facies germánica, de Estellencs (sector noroccidental de la Sierra de

- Tramontana, Mallorca). *Revista española de paleontología*. Núm. Extraordin. Homenaje Doct. Guillermo Colom, 55-58.
- Allen, J., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33, 237-293.
- Allen, J., 1984. *Sedimentary Structures-their character and Physical Basis*. Elsevier, Ámsterdam. 1. 593 pp.
- Allen, J.P., Fielding, C.R., 2007. Sedimentology and stratigraphic architecture of the Late Permian Betts Creek Beds, Queensland, Australia. *Sedimentary Geology* 202, 5-34.
- Allen, J.P., Gastaldo, R.A., 2006. Sedimentology and taphonomy of the Early to Middle Devonian plant-bearing beds of the Trout Valley Formation, Maine, Special Paper of the Geological Society of America, pp. 57-78.
- Allen, J.R.L., Williams, B.P.J., 1982. The architecture of an alluvial suite: Rocks between the Townsend Tuff and Pickard Bay Tuff Beds (Early Devonian), Southwest Wales. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 297, 51-89.
- Arche, A., López-Gómez, J., 1989. Fluvial sedimentation during the early rifting phase in the southeastern Iberian Ranges. *Servei Geològic de Catalunya*. 88 pp.
- Arche, A., López-Gómez, J., 1992. Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución tectosedimentaria de la cuenca permico-triásica del SE de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de geología ibérica* 16, 115-144.
- Arche, A., López-Gómez, J., 1996. Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics* 266, 443-464.
- Arche, A., López-Gómez, J., 1999a. Tectonic and geomorphic controls on the fluvial styles of the Eslida Formation, Middle Triassic, Eastern Spain. *Tectonophysics* 315, 187-207.
- Arche, A., López-Gómez, J., 1999b. Subsidence Rates and Fluvial Architecture of Rift-Related Permian and Triassic Alluvial Sediments of the Southeast Iberian Range, Eastern Spain. *Fluvial Sedimentology* VI, 283-304.
- Arche, A., López-Gómez, J., 2005. Sudden changes in fluvial style across the Permian-Triassic boundary in the eastern Iberian Ranges, Spain: Analysis of possible causes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229, 104-126.
- Arche, A., López-Gómez, J., Broutin, J., 2007. The Minas de Henarejos basin (Iberian Ranges, Central Spain): precursor of the Mesozoic rifting or a relict of the late Variscan orogeny? New sedimentological, structural and biostratigraphic data. *Journal of Iberian Geology* 33, 237-248.

- Arche, A., López-Gómez, J., Herranz, P., Márquez-Aliaga, A., de Porta, N.S., 1995. The Permian and Triassic sediments of the Teruel Area, SE Iberian Ranges, Spain. *Sci. Géol. Bull* 48, 101-117.
- Arche, A., López-Gómez, J., Marzo, M., Vargas, H., 2004. The siliciclastic Permian-Triassic deposits in Central and Northeastern Iberian Peninsula (Iberian, Ebro and Catalan basins): a proposal for correlation. *Geologica Acta* 2, 305-320.
- Arche, A., López-Gómez, J., Vargas, H., 2002. Propuesta de correlación entre los sedimentos Pérmicos y Triásicos de la Cordillera Ibérica Este y de las Islas Baleares. *Geogaceta* 32, 275-278.
- Arche, A., Ramos, A., Sopeña, A., 1983. El Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Carbonífero y Pérmico de España*. Madrid, Ministerio de Industria y Energía, 423-438.
- Arribas, J., 1984. Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincias de Soria y Zaragoza). Universidad Complutense de Madrid. 354 pp.
- Arribas, J., 1987. Origen y significado de los cementos en las areniscas de las facies Buntsandstein (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica). *Cuadernos de Geología Ibérica* 11, 535-556.
- Arribas, J., Marfil, R., De la Peña, J.A., 1985. Provenance of Triassic feldspathic sandstones in the Iberian Range (Spain): significance of quartz types. *Journal of Sedimentary Research* 55.
- Arribas, J., Ochoa, M., Mas, R., Arribas, M.E., González-Acebrón, L., 2007. Sandstone petrofacies in the northwestern sector of the Iberian Basin/Petrofacies arenosas en el sector noroccidental de la Cuenca Ibérica. *Journal of Iberian Geology* 33, 191.
- Arthaud, F., Matte, F., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 1305-1320.
- Ashmore, P.E., 1991. How do gravel-bed rivers braid? *Can. J. Earth Sci.* 28, 326-341.
- Balme, B.E., 1970. Palynology of Permian and Triassic strata in the Salt Range, West Pakistan. En: B. Kummel and C. Teichert (Eds), *Stratigraphic Boundary Problems: Permian and Triassic of West Pakistan*. University of Kansas, Special Publication 4 pp.
- Barthel, M., 2007. Die Rotliegendflora des Thüringer Waldes—Teil 5: Ginkgophyten. Coniferophyten. *Veröff. Naturhist. Mus. Schleusingen* 22, 41-67.
- Barthel, M., Noll, R., 1999. On the growth habit of *Dicranophyllum hallei* Remy et Remy.

- Veröffentlichungen des Naturhistorischen Museums Schleusingen 14, 59-64.
- Basu, A.R., Petaev, M.I., Poreda, R.J., Jacobsen, S.B., Becker, L., 2003. Chondritic meteorite fragments associated with the Permian-Triassic boundary in Antarctica. *Science* 302, 1388-1392.
- Bateman, R.M., 1991. Palaeoecology. Plant Fossils in Geological Investigation: The Palaeozoic, 34-116.
- Bateman, R.M., 1999. Particle orientation and palaeoenvironments. *Fossil Plants and Spores: Modern Techniques*, 199-205.
- Baucon, A., Ronchi, A., Felletti, F., de Carvalho, C.N., 2014. Evolution of crustaceans at the edge of the end-Permian crisis: Ichnonetwork analysis of the fluvial succession of Nurra (Permian–Triassic, Sardinia, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 410, 74-103.
- Bauza, F., 1876. Breve reseña geológica de las provincias de Tarragona y Lérida. *Bol. Com. Mapa Geol. España* 3, 94-114.
- Beatty, T.W., Zonneveld, J., Henderson, C.M., 2008. Anomalously diverse Early Triassic ichnofossil assemblages in northwest Pangea: A case for a shallow-marine habitable zone. *Geology* 36, 771-774.
- Becker, L., Poreda, R., Basu, A., Pope, K., Harrison, T., Nicholson, C., Iasky, R., 2004. Bedout: a possible end-Permian impact crater offshore of northwestern Australia. *Science* 304, 1469-1476.
- Becker, L., Poreda, R.J., Hunt, A.G., Bunch, T.E., Rampino, M., 2001. Impact event at the Permian-Triassic boundary: Evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. *Science* 291, 1530-1533.
- Beerling, D.J., Hewitt, C.N., Pyle, J.A., Raven, J.A., 2007. Critical issues in trace gas biogeochemistry and global change. *Phil. Trans. R. Soc. A* 365 (1856), 1629–1642.
- Behrensmeyer, A.K., Hook, R.W., 1992. Paleoenvironmental contexts and taphonomic modes. *Terrestrial Ecosystems Through Time*, 15-136.
- Benan, C.A.A., Kocurek, G., 2000. Catastrophic flooding of an aeolian dune field: Jurassic Entrada and Todilto Formations, Ghost Ranch, New Mexico, USA. *Sedimentology* 47, 1069-1080.
- Benison, K.C., Goldstein, R.H., Wopenka, B., Burruss, R.C., Pasteris, J.D., 1998. Extremely acid Permian lakes and ground waters in North America. *Nature* 392, 911-914.
- Benito, M.I., De la Horra, R., Barrenechea, J.F., López-Gómez, J., Rodas, M., Alonso-Azcárate, J., Arche, A., Luque, J., 2005. Late Permian continental sediments in the SE Iberian Ranges, eastern Spain: Petrological and mineralogical characteristics

- and palaeoenvironmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229, 24-39.
- Benito, M.I., De la Horra, R., López-Gómez, J., Barrenechea, J.F., Luque, J., Arche, A., 2011. Shallow burial dolomitisation of Middle–Upper Permian paleosols in an extensional tectonic context (SE Iberian Basin, Spain): Controls on temperature of precipitation and source of fluids. *Sedimentary Geology* 237, 135-149.
- Benton, M.J., 1986. More than one event in the late Triassic mass extinction. *Nature* 321, 857-861.
- Benton, M.J., 2003. When life nearly died. The greatest mass extinction of all Time. Thames & Hudson, London. 336 pp.
- Benton, M.J., Newell, A.J., 2014. Impacts of global warming on Permo-Triassic terrestrial ecosystems. *Gondwana Research* 25, 1308-1337.
- Benton, M.J., Twitchett, R.J., 2003. How to kill (almost) all life: the end-Permian extinction event. *Trends in Ecology and Evolution* 18 (7), 358-365.
- Bercovici, A., Diez, J.B., Broutin, J., Bourquin, S., Linol, B., Villanueva-Amadoz, U., López-Gómez, J., Durand, M., 2009. A palaeoenvironmental analysis of Permian sediments in Minorca (Balearic Islands, Spain) with new palynological and megafloreal data. *Review of Palaeobotany and Palynology* 158, 14-28.
- Bernoulli, D., Jenkyns, H.C., 1974. Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: Dott, R.H. Jr. & Shaver, R.H. (eds.): Reprint from “Modern and ancient geosynclinal sedimentation”. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec.
- Bèthoux, O., De La Horra, R., Benito, M.I., Barrenechea, J.F., Galán, A.B., López-Gómez, J., 2009. A new triadotomorph insect from the Anisian (Middle Triassic), Buntsandstein facies, Spain. *Journal of Iberian Geology* 35, 179-184.
- Bhandari, N., Shukla, P., Azmi, R., 1992. Positive europium anomaly at the Permo-Triassic Boundary, Spiti, India. *Geophysical research letters* 19, 1531-1534.
- Bjørlykke, K., 1998. Clay mineral diagenesis in sedimentary basins - A key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin. *Clay Minerals* 33, 14-34.
- Black, B.A., Lamarque, J.F., Shields, C.A., Elkins-Tanton, L.T., Kiehl, J.T., 2014. Acid rain and ozone depletion from pulsed Siberian Traps magmatism. *Geology* 42 (1), 67-70.
- Blanckenhorn, M., 1886. Die fossile Flora des Buntsandsteines und des Muschelkalks der Umgebung von Commern. *Palaeontographica* 32, 117-153.
- Blodgett, R.H., Stanley, K.O., 1980. Stratification, bedforms, and discharge relations of the Platte braided river system, Nebraska. *Journal of Sedimentary Petrology* 50,

139-148.

- Bluck, B.J., 1971. Sedimentation in the meandering river Endrick. *Scottish Journal of Geology* 7, 93–178.
- Boersma, M., Visscher, H., 1969. On two Late Permian plants from southern France. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst, Nieuwe Serie* 20, 57-63.
- Bond, D.P., Hilton, J., Wignall, P.B., Ali, J.R., Stevens, L.G., Sun, Y., Lai, X., 2010. The Middle Permian (Capitanian) mass extinction on land and in the oceans. *Earth-Science Reviews* 102, 100-116.
- Borrueal-Abadía, V., Barrenechea, J.F., Galán-Abellán, A.B., Alonso-Azcárate, J., De la Horra, R., Luque, F.J., López-Gómez, J., 2016. Quantifying aluminium phosphate–sulphate minerals as markers of acidic conditions during the Permian–Triassic transition in the Iberian Ranges, E Spain. *Chemical Geology* 429, 10-20.
- Borrueal-Abadía, V., Galán-Abellán, A.B., Kustatscher, E., Diéguez, C., López-Gómez, J., De la Horra, R., Barrenechea, J.F., Arche, A., 2014. Palaeoenvironmental reconstruction of the early Anisian from sedimentology and plant remains in the SE Iberian Range (E Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 414, 352-369.
- Borrueal-Abadía, V., López-Gómez, J., De la Horra, R., Galán-Abellán, B., Barrenechea, J.F., Arche, A., Ronchi, A., Gretter, N., Marzo, M., 2015. Climate changes during the Early–Middle Triassic transition in the E. Iberian plate and their palaeogeographic significance in the western Tethys continental domain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 440, 671-689.
- Botha, J., Smith, R.M.H., 2006. Rapid vertebrate recuperation in the Karoo Basin of South Africa following the End-Permian extinction. *Journal of African Earth Sciences* 45, 502-514.
- Bottjer, D., Gall, J., 2005. *The Triassic recovery, the dawn of the modern biota-Foreword*, Elsevier France Editions. Paris.
- Bottjer, D.J., 2012. Life in Early Triassic ocean. *Science* 338, 336-337.
- Bottjer, D.J., Clapham, M.E., Fraiser, M.L., Powers, C.M., 2008. Understanding mechanisms for the end-Permian mass extinction and the protracted Early Triassic aftermath and recovery. *GSA Today* 18, 4.
- Bottrell, S.H., Newton, R.J., 2006. Reconstruction of changes in global sulphur cycling from marine sulphate isotopes. *Earth-Science Reviews* 75 (1-4), 59-83.
- Boulouard, C., Viallard, P., 1971. Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique. *CR Acad. Sci. Paris* 273, 2441-2444.
- Boulouard, C., Viallard, P., 1982. Reduction or lacune du Trias inferieur sur la bordure

- méditerranée de la Chaîne Iberique: arguments palynologiques. *Comptes Rendues Academie Science Paris* 295, 803-808.
- Bourquin, S., Bercovici, A., López-Gómez, J., Diez, J.B., Broutin, J., Ronchi, A., Durand, M., Arché, A., Linol, B., Amour, F., 2011. The Permian–Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale: palaeogeographic maps and geodynamic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 265-280.
- Bourquin, S., Durand, M., Diez, J.B., Broutin, J., Fluteau, F., 2007. The Permian-Triassic boundary and Early Triassic sedimentation in Western European basins: an overview. *Journal of Iberian Geology* 33, 221-236.
- Bourquin, S., Guillocheau, F., Péron, S., 2009. Braided rivers within an arid alluvial plain (example from the lower triassic, western german basin): Recognition criteria and expression of stratigraphic cycles. *Sedimentology* 56, 2235-2264.
- Bourquin, S., Peron, S., Durand, M., 2006. Lower Triassic sequence stratigraphy of the western part of the Germanic Basin (west of Black Forest): Fluvial system evolution through time and space. *Sedimentary Geology* 186, 187-211.
- Bourrouilh, R., 1973. Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'Île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baléares): La terminaison nord-orientale des Cordillères Bétiques en Méditerranée occidentale. *Univ. Paris. VI*, vol. 2. 822 pp.
- Brayard, A., Bucher, H., Escarguel, G., Fluteau, F., Bourquin, S., Galfetti, T., 2006. The Early Triassic ammonoid recovery: Paleoclimatic significance of diversity gradients. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239, 374-395.
- Brayard, A., Escarguel, G., Bucher, H., Monnet, C., Brühwiler, T., Goudemand, N., Galfetti, T., Guex, J., 2009. Good genes and good luck: Ammonoid diversity and the end-permian mass extinction. *Science* 325, 1118-1121.
- Brayard, A., Meier, M., Escarguel, G., Fara, E., Nützel, A., Olivier, N., Vennin, E., 2015. Early Triassic Gulliver gastropods: spatio-temporal distribution and significance for biotic recovery after the end-Permian mass extinction. *Earth-Science Reviews* 146, 31-64.
- Bridge, J.S., 1984. Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments. *Journal of Sedimentary Research* 54.
- Bridge, J.S., 1985. Paleochannel Patterns Inferred From Alluvial Deposits: A Critical Evaluation Perspective: PERSPECTIVE. *Journal of Sedimentary Research* 55.
- Bridge, J.S., Mackey, S.D., 1993. A revised alluvial stratigraphy model. *Alluvial sedimentation*, 317-336.

- Brinkmann, R., 1931. Betikum und Keltiberikum in Südostspanien: mit 7 tafeln und 32 textabbildungen. Weidmannsche buchhandlung. 108 pp.
- Bristow, C.S., 1987. Brahmaputra River: Channel migration and deposition. *Recent Developments in Fluvial Sedimentology* 39, 63-74.
- Broglio-Loriga, C., Fugagnoli, A., Van Cittert, V.K.J., Kustatscher, E., Posenato, R., Wachtler, M., 2002. The anisian macroflora from the northern Dolomites (Monte Prà della Vacca/Kühwiesenkopf, Braies): A first report. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 108, 381-390.
- Brongniart, A., 1828. Histoire des végétaux fossiles ou recherches botaniques et géologiques sur les végétaux renfermés dans les diverses couches du globe.
- Brookfield, M.E., 1992. Eolian systems. *Facies Models: Response to Sea Level Change*, 143-156.
- Brookfield, M.E., Silvestro, S., 2010. Eolian Systems. En James, N. P. and R. W. Dalrymple, eds., *Facies Models 4*, Geological Association of Canada, 139-166.
- Broutin, J., Cabanis, B., Chateauneuf, J.J., Deroin, J.P., 1994. Evolution biostratigraphique, magmatique et tectonique du domaine paleotethysien occidental (SW de l'Europe); implications paleogeographiques au Permien inferieur. *Bulletin de la Société géologique de France* 165, 163-179.
- Broutin, J., Durand, M., 1995. First paleobotanical and palynological data on the «Les Salettes Formation» uppermost member (Permian Toulon Basin, Southeastern France). XIII Intern. Congr. on Carboniferous-Permian, Aug. 28-Sept. 2. Kraków, Poland. Polish Geol. Inst., Abstracts, 15-16.
- Broutin, J., Ferrer, J., Gisbert, J., Nmila, A., 1992. Première découverte d'une microflore thuringienne dans le faciès saxonien de l'Île de Minorque (Baléares, Espagne). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 315, 117-122.
- Brühwiler, T., Bucher, H., Brayard, A., Goudemand, N., 2010. High-resolution biochronology and diversity dynamics of the Early Triassic ammonoid recovery: the Smithian faunas of the Northern Indian Margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 491-501.
- Brühwiler, T., Goudemand, N., Galfetti, T., Bucher, H., Baud, A., Ware, D., Martini, R., 2009. The Lower Triassic sedimentary and carbon isotope records from Tulong (South Tibet) and their significance for Tethyan palaeoceanography. *Sedimentary Geology* 222(3), 314-332.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., 2011. *Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press.

- Burge, L.M., Smith, D.G., 2009. Confined Meandering River Eddy Accretions: Sedimentology, Channel Geometry and Depositional Processes. En: *Fluvial Sedimentology VI*, 113-130 pp.
- Burgess, S.D., Bowring, S., Shen, S., 2014. High-precision timeline for Earth's most severe extinction. *PNAS* 111, 1-6.
- Buzzi, L., Gaggero, L., Oggiano, G., 2008. The Santa Giusta ignimbrite (NW Sardinia): a clue for the magmatic, structural and sedimentary evolution of a Variscan segment between Early Permian and Triassic. *Bollettino della Società geologica italiana* 127, 683-695.
- Caballero, M., Martín Vivaldi, J., 1974. Estudio mineralógico de los sedimentos triásicos en el sector de Puerto de Horna (Cordillera Ibérica). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 25-40.
- Cain, S.A., Mountney, N.P., 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South East Utah, USA. *Sedimentology* 56, 1774–1800.
- Calafat-Colom, F.J., 1988. Estratigrafía y sedimentología de la litofacies Buntsandstein de Mallorca. Memoria de licenciatura. Universitat de les Illes Balears.
- Calvet, F., Marzo, M., 1994. El Triásico de las Cordilleras Catalanas: Estratigrafía, sedimentología y análisis secuencial. En: Arche, A. (Ed.) *Field Trip Guide. III Conferencia de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España*. Cuenca, Cuenca, 53 pp.
- Calvet, F., Tucker, M., Henton, J., 1990. Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, systems tracks, sequences and controls. En: Tucker, M., Wilson, J., Crevello, P., Sarg, J., Read, J. (Ed.) *Carbonate Platforms. Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 9. 79-108 pp.
- Calzada, S., 1987. Niveles fosilíferos de la facies Buntsandstein (Trias) en el sector Norte de los Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica* 11, 255-272.
- Cant, D.J., Walker, R.G., 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 25, 625-648.
- Cao, C., Wang, W., Liu, L., Shen, S., Summons, R.E., 2008. Two episodes of $\delta^{13}\text{C}$ -depletion in organic carbon in the latest Permian: evidence from the terrestrial sequences in northern Xinjiang, China. *Earth and Planetary Science Letters* 270, 251-257.
- Carmignani, L., Carosi, R., Di Pisa, A., Gattiglio, M., Musumeci, G., Oggiano, G., Carlo Pertusati, P., 1994. The Hercynian chain in Sardinia (Italy). *Geodinamica Acta* 7, 31-47.

- Carmignani, L., Franceschelli, M., Pertusati, P., Ricci, C., 1979. Evoluzione tettonico-metamorfica del basamento ercinico della Nurra (Sardegna NW). *Mem. Soc. Geol. It* 20, 57-84.
- Carmignani, L., Oggiano, G., Funedda, A., Conti, P., Pasci, S., 2016. The geological map of Sardinia (Italy) at 1: 250,000 scale. *Journal of Maps*, 12(5), 826-835.
- Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579, 173–192.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés-García, A.L., Maestro-González, A., 2000. Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: origin and evolution of the Almazán basin. *Tectonics* 19, 258–289.
- Cassinis, G., Cortesogno, L., Gaggero, L., Pittau, P., Ronchi, A., Sarria, E., 1999. Late Paleozoic continental basins of Sardinia, Field Trip Guidebook. Intern. Field Conf. on the continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional reports and general correlations. Brescia.
- Cassinis, G., Cortesogno, L., Gaggero, L., Pittau, P., Ronchi, A., Sarria, E., (Coordinators), 2000. Late Palaeozoic continental basins of Sardinia. Field trip guidebook, 15-18 September, 1999. Inter. Field Conference on “The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional reports and general correlations”, 15-25 Sept. 1999, Brescia. 116 pp.
- Cassinis, G., Cortesogno, L., Gaggero, L., Ronchi, A., 1998. Osservazioni preliminari sulle successioni continentali permiane della Sardegna. *Rendiconti Istituto Lombardo Accademia di Scienze e Lettere*, 177-205.
- Cassinis, G., Cortesogno, L., Gaggero, L., Ronchi, A., Valloni, R., 1996. Stratigraphic and petrographic investigations into the Permian-Triassic Continental Sequences of Nurra (NW Sardinia). *Cuadernos de Geología Ibérica* 21, 149-170.
- Cassinis, G., Durand, M., Ronchi, A., 2002. The Permian and Triassic continental framework of Nurra (NW Sardinia). *Rendiconti della Società Paleontologica Italiana* 1, 297-305.
- Cassinis, G., Durand, M., Ronchi, A., 2003. Permian-Triassic continental sequences of Northwest Sardinia and South Provence: stratigraphic correlations and palaeogeographical implications. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 2, 119-129.
- Cassinis, G., Perotti, C.R., Ronchi, A., 2012. Permian continental basins in the Southern Alps (Italy) and peri-mediterranean correlations. *International Journal of Earth Sciences* 101, 129-157.
- Cassinis, G., Toutin-Morin, N., Virgili, C., 1992. Permian and Triassic events in the

- continental domains of Mediterranean Europe. En: Y. Zuyi, W. C. Sweet, J. M. Dickins y H. Yin (Editores), *Permo-Triassic events in the Eastern Tethys, Stratigraphy, classification and relations with the western Tethys world and regional geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 60-77.
- Clapham, M.E., Shen, S., Bottjer, D.J., 2009. The double mass extinction revisited: reassessing the severity, selectivity, and causes of the end-Guadalupian biotic crisis (Late Permian). *Paleobiology* 35, 32-50.
- Clement-Westerhof, J.A., 1984. Aspects of Permian palaeobotany and palynology. IV. The conifer *Ortiseia* Florin from the Val Gardena Formation of the Dolomites and the Vicentinian Alps (Italy) with special reference to a revised concept of the Walchiaceae (Göppert) Schimper. *Review of Palaeobotany and Palynology* 41, 51-166.
- Clement-Westerhof, J.A., 1987. Aspects of Permian palaeobotany and palynology, VII. The Majonicaceae, a new family of Late Permian conifers. *Review of Palaeobotany and Palynology* 52, 375-402.
- Clement-Westerhof, J.A., 1988. Morphology and phylogeny of Paleozoic conifers.
- Coleman, M.L., 1985. Geochemistry of diagenetic non-silicate minerals: kinetic considerations. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* 315, 39–56.
- Collinson, J.D., 1970. Bedforms of the Tana River, Norway. *Geografiska Annaler* 52 A, 31-56.
- Coney, L., Reimold, W.U., Hancox, P.J., Mader, D., Koeberl, C., McDonald, I., Struck, U., Vajda, V., Kamo, S.L., 2007. Geochemical and mineralogical investigation of the Permian–Triassic boundary in the continental realm of the southern Karoo Basin, South Africa. *Palaeoworld* 16, 67-104.
- Corsetti, F.A., Baud, A., Marengo, P.J., Richoz, S., 2005. Summary of Early Triassic carbon isotope records. *Palevol* 4 (6-7), 405-418.
- Cortázar, D., 1875. Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca, Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid.
- Cortázar, D., 1885. Bosquejo físico-geológico y minero de la provincia de Teruel. M. Tello. 345 pp.
- Costamagna, L., 2011. Facies analysis, stratigraphy and petrographic data from the Permian-Middle Triassic Cala Bona–Il Cantaro Rock sections (Alghero, NW Sardinia, Italy): contribution to the post-Variscan Nurra basin evolution. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Ser. A* 116, 53-70.
- Costamagna, L.G., 2012. Alluvial, aeolian and tidal deposits in the Lower to Middle

- Triassic “Buntsandstein” of NW Sardinia (Italy): a new interpretation of the Neo-Tethys transgression [Alluviale, äolische und tidale Sedimentation im, Buntsandstein “(Untere und Mittlere Trias) von Nordwest-Sardinien (Italien): eine neue Interpretation der Transgression der Neo-Tethys.]. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 163, 165-183.
- Costamagna, L.G., Barca, S., 2002. The “Germanic” Triassic of Sardinia (Italy): a stratigraphic, depositional and palaeogeographic review. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 108, 67-100.
- Crowell, J.C., 1978. Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change. *Am. J. Sci.* 278, 1345–1372.
- Crowley, K.D., 1983. Large-scale bed configurations (macroforms), Platte River Basin, Colorado and Nebraska: primary structures and formative processes. *Geological Society of America Bulletin* 94, 117-133.
- Cui, Y., Kump, L.R., 2015. Global warming and the end-Permian extinction event: Proxy and modeling perspectives. *Earth-Science Reviews* 149, 5-22.
- Curtis, C.D., Coleman, M.L., 1986. Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences. En: D.L. Gautier, S.S.P. (Ed.) *Roles of Organic Matter in Sediment Diagenesis*, 38. 23–34 pp.
- Chen, Z.Q., Benton, M.J., 2012. The timing and pattern of biotic recovery following the end-Permian mass extinction. *Nature Geoscience* 5, 375-383.
- Chen, Z.Q., Tong, J., Kaiho, K., Kawahata, H., 2007. Onset of biotic and environmental recovery from the end-Permian mass extinction within 1–2 million years: A case study of the Lower Triassic of the Meishan section, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252, 176-187.
- De la Cruz, B., Marfil, R., De la Peña, J.A., Arribas, J., 1987. Procedencia y evolución diagenética de las areniscas permo-triásicas de la Cordillera Ibérica (Sierra de Albarracín-Boniches-Talayuelas, provincias de Teruel y Cuenca). *Cuadernos de Geología Ibérica* 11, 493-514.
- De la Horra, R., 2008. Variaciones mineralógicas, geoquímicas y bióticas del Pérmico Superior en el sudeste de la Cordillera Ibérica: implicaciones paleogeográficas y paleoclimáticas. Universidad Complutense de Madrid. 403 pp.
- De la Horra, R., Benito, M.I., López-Gómez, J., Arche, A., Barrenechea, J., Luque, J., 2008. Palaeoenvironmental significance of Late Permian palaeosols in the South-Eastern Iberian Ranges, Spain. *Sedimentology* 55, 1849-1873.
- De la Horra, R., Galán-Abellán, A.B., López-Gómez, J., Sheldon, N.D., Barrenechea, J.F.,

- Luque, F.J., Arche, A., Benito, M.I., 2012. Paleoecological and paleoenvironmental changes during the continental Middle–Late Permian transition at the SE Iberian Ranges, Spain. *Global and Planetary Change* 94-95, 46-61.
- De la Horra, R., López-Gómez, J., Arche, A., 2005. Caracterización de la Unidad Conglomerados de Valdemeca en la transición Pérmico-Tríasico de la Cordillera Ibérica centro oriental. *Geotemas* 8, 141-154.
- De la Horra, R., López-Gómez, J., Arche, A., Escudero-Mozo, M.J., Galán-Abellán, B., Barrenechea, J., Martín-Chivelet, J., Borrueal-Abadía, V., 2013. The Permian-Triassic rocks of the eastern Iberian Ranges: A general approach in the context of the first stages of the break-up of Pangea. *Field Guide 10th International Field Workshop. Pan-European Correlation of the Triassic*. 1-49 p. ISBN: 974.84-616-6132-9.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J.D., Casas-Sáinz, A., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A., Fernández-Lozano, J., 2009. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics* 470, 224-242.
- De Zigno, A., 1862. Sulle piante fossili del Trias di Recoaro raccolte dal Prof. A. Massalongo. *Memorie Reale dell’Istituto Veneto di Scienze. Lettere et Arti*. 2. 1-31 pp.
- Degges, C., Gastaldo, R., 1989. Mechanisms of Carboniferous pith cast infilling, *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.*, p. A12.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B., 1993. *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M., 2000. *Atlas Peri-Tethys: palaeogeographical maps; explanatory notes*. Gauthier-Villars, Paris. 269 pp.
- Deroin, J.P., Bonin, B., 2003. Late Variscan tectonomagmatic activity in Western Europe and surrounding areas: the Mid-Permian episode. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 2, 169-184.
- Dewey, J., Helman, M., Knott, S., Turco, E., Hutton, D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications* 45, 265-283.
- Diedrich, C., 2008. Millions of reptile tracks-Early to Middle Triassic carbonate tidal flat migration bridges of Central Europe-reptile immigration into the Germanic Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259, 410-423.
- Diéguez, C., Barrón, E., 2005. Late Permian flora and vegetation changes near the Permian–Triassic boundary in the Landete section of the Alcotas Formation (SE Iberian Ranges, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229, 54-68.

- Diéguez, C., de la Horra, R., López-Gómez, J., Benito, M.I., Barrenechea, J., Arche, A., Luque, J., 2007. Late Permian plant remains in the SE Iberian Ranges, Spain: Biodiversity and palaeovegetational significance. *Comptes Rendus Palevol* 6, 403-411.
- Diéguez, C., López-Gómez, J., 2005. Fungus–plant interaction in a Thuringian (Late Permian) *Dadoxylon* sp. in the SE Iberian Ranges, eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229, 69-82.
- Diez, J.-B., Grauvogel-Stamm, L., Broutin, J., Ferrer, J., Gisbert, J., Liñán, E., 1996. Première découverte d’une paléoflore anisienne dans le faciès Buntsandstein de la branche aragonaise de la Cordillière Ibérique (Espagne). *Comptes rendus de l’Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes* 323, 341-347.
- Díez, J.B., 2000. Geología y Paleobotánica de la facies Buntsandstein en la Rama Aragonesa de la Cordillera ibérica. Implicaciones biostratigráficas en el Peritethys Occidental. 424 pp.
- Díez, J.B., Arche, A., Broutin, J., Bourquin, J., De la Horra, R., Ferrer, J., García-Gil, S., López-Gómez, J., 2013. Palynostratigraphical data of the Buntsandstein and Muschelkalk facies from the Iberian Ranges (Spain). *Ciencias da Terra* VII VII, 170.
- Díez, J.B., Bourquin, S., Broutin, J., Ferrer, J., 2007. The Iberian Permian Triassic ‘Buntsandstein’ of the Aragonian Branch of the Iberian range (Spain) in the West-European sequence stratigraphical framework: a combined palynological and sedimentological approach. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178, 179-195.
- Díez, J.B., Broutin, J., Ferrer, J., 2005. Difficulties encountered in defining the Permian–Triassic boundary in Buntsandstein facies of the western Peritethyan domain based on palynological data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229, 40-53.
- Díez, J.B., Broutin, J., Grauvogel-Stamm, L., Bourquin, S., Bercovici, A., Ferrer, J., 2010. Anisian floras from the NE Iberian Peninsula and Balearic Islands: A synthesis. *Review of Palaeobotany and Palynology* 162, 522-542.
- Díez, J.B., Grauvogel-Stamm, L., Broutin, J., Ferrer, J., Gisbert, J., Linan, E., 1996. First discovery of an Anisian palaeoflora in the “Buntsandstein” faciès from the Northern Aragonian branch of the Iberian range (Spain). *Comptes Rendus de l’Académie de Sciences - Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planetes* 323, 341-347.
- Dill, H.G., 2001. The geology of aluminium phosphates and sulphates of the alunite group minerals: a review. *Earth-Science Reviews* 53, 35-93.
- DiMichele, W.A., Kerp, H., Tabor, N.J., Looy, C.V., 2008. The so-called “Paleophytic–

- Mesophytic" transition in equatorial Pangea — Multiple biomes and vegetational tracking of climate change through geological time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268, 152-163.
- Dinarès-Turell, J., Diez, J.B., Rey, D., Arnal, I., 2005. "Buntsandstein" magnetostratigraphy and biostratigraphic reappraisal from eastern Iberia: Early and Middle Triassic stage boundary definitions through correlation to Tethyan sections. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229, 158-177.
- Doblas, M., Oyarzun, R., Sopeña, A., López Ruiz, J., Capote, R., Luis Hernández Enrile, J., Hoyos, M., Lunar, R., Sánchez Moya, Y., 1994. Variscan-late Variscan-early Alpine progressive extensional collapse of central Spain. *Geodinamica Acta* 7, 1-14.
- Domeier, M., Van der Voo, R., Torsvik, T.H., 2012. Paleomagnetism and Pangea: the road to reconciliation. *Tectonophysics* 514, 14-43.
- Donselaar, M.E., Overeem, I., 2008. Connectivity of fluvial point-bar deposit: An example from the Miocene Huesca fluvial fan, Ebro Basin, Spain. *AAPG Bulletin* 92, 1109-1129.
- Doubinger, J., Adloff, M., Ramos, A., Sopeña, A., Hernando, S., 1978. Primeros estudios palinológicos en el Pérmico y Triásico de la Cordillera ibérica y bordes del Sistema Central.
- Doubinger, J., López-Gómez, J., Arche, A., 1990. Pollen and spores from the Permian and Triassic sediments of the Southeastern Iberian ranges, Cueva de Hierro (Cuenca) to Chelva-Manzanera (Valencia-Teruel) region, Spain. *Review of Palaeobotany and Palynology* 66, 25-45.
- Durand, M., 2006a. Geological outlines of the Southern Provence. In: Late Paleozoic to Triassic continental deposits from Provence, Ligurian Alps and NW Tuscany. Field-trip guidebook. Int. Conf. on "Stratigraphy and Palaeogeography of Late- and Post-Hercynian Basins in the Southern Alps, Tuscany and Sardinia (Italy). Comparisons with other Western Mediterranean areas and geodynamic hypotheses". 18–23 September, 2006 Siena, Italy, 36 pp.
- Durand, M., 2006b. The problem of the transition from the Permian to the Triassic Series in southeastern France: comparison with other Peritethyan regions. *Geological Society, London, Special Publications* 265, 281-296.
- Durand, M., Ronchi, A., 2001. Le successioni continentali permiane e triassiche della Nurra (Sardegna NO) e della Provenza meridionale. Correlazione stratigrafica e ipotesi paleogeografiche. *GeolItalia*, 3° Forum FIST 2001.
- Edel, J.-B., Montigny, R., Thuizat, R., 1981. Late Paleozoic rotations of Corsica and Sardinia: new evidence from paleomagnetic and K-Ar studies. *Tectonophysics* 79, 201-223.

- Edel, J.-B., Schulmann, K., Lexa, O., Diraison, M., Géraud, Y., 2014. Permian clockwise rotations of the Ebro and Corso-Sardinian blocks during Iberian–Armorican oroclinal bending: Preliminary paleomagnetic data from the Catalan Coastal Range (NE Spain). *Tectonophysics* 657, 172-186.
- Erwin, D.H., 1993. The great Paleozoic crisis. Columbia University Press, New York. 327 pp.
- Erwin, D.H., 1994. The Permo-Triassic extinction. *Nature* 367, 231-236.
- Erwin, D.H., 1998. The end and the beginning: recoveries from mass extinctions. *Trends in Ecology & Evolution* 13, 344-349.
- Erwin, D.H., 2006. Extinction. How Life on Earth Nearly Ended 250 Million Years Ago. Princeton University Press, Princeton, Oxford. 296 pp.
- Erwin, D.H., Bowring, S.A., Yügan, J., 2002. End-Permian mass extinctions: A review. En: Koeberl, C. y MacLeod, K.G. (Ed.) *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*, Geological Society of America, Special Paper, Colorado, 363-383 pp.
- Escudero-Mozo, M., Martín-Chivelet, J., Goy, A., López-Gómez, J., 2014. Middle-Upper Triassic carbonate platforms in Minorca (Balearic islands): implications for Western Tethys correlations. *Sedimentary Geology* 310, 41-58.
- Escudero-Mozo, M.J., Márquez-Aliaga, A., Goy, A., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., Márquez, L., Arche, A., Plasencia, P., Pla, C., Marzo, M., Sánchez-Fernández, D., 2015. Middle Triassic carbonate platforms in eastern Iberia: Evolution of their fauna and palaeogeographic significance in the western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 417, 236-260.
- Escudero-Mozo, M.J., Márquez, L., Martín Chivelet, J., López-Gómez, J., 2012. Foraminíferos anisienses en la Fm. Landete (facies Muschelkalk): Implicaciones bioestratigráficas para la primera transgresión mesozoica en el SE de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta* 51, 31-34.
- Eusden, J.D., Lux, D.R., 1994. Slow late Paleozoic exhumation in the Presidential Range of New Hampshire as determined by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ relief method. *Geology* 22(10), 909-912.
- Ewald, R., 1911. Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias in der Provinz Valencia. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 372-417.
- Falcò, M.R., Rojo, R.M., 1941. Aportación al estudio de los terrenos Carbonífero y Permiano en España. Gráficas Reunidas, SA. 103 pp.
- Ferguson, R.I., 1993. Understanding braiding processes in gravel-bed rivers: progress and unsolved problems. Geological Society, London, Special Publications 75, 73-87.
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L., 2008. The Late Paleozoic Ice Age — A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. In: Fielding, C.R., Frank, T.D.,

- Isbell, J.L. (Eds.), Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space. Geological Society of America Special paper 441, 343–354.
- Fliche, P., 1910. Flore fossile du Trias en Lorraine et Franche-Comté (avec des considérations finales par MR Zeiller). Berger-Levrault, Paris-Nancy. Bull Soc Sci Nancy III, XI 1, 222-286.
- Fluteau, F., 2003. Earth dynamics and climate changes. *Comptes Rendus - Geoscience* 335, 157-174.
- Fluteau, F., Besse, J., Broutin, J., Ramstein, G., 2001. The late Permian climate. What can be inferred from climate modelling concerning Pangea scenarios and Hercynian range altitude? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167, 39-71.
- Fontana, D., Neri, C., Ronchi, A., Stefani, C., 2001. Stratigraphic architecture and composition of the Permian and Triassic siliciclastic succession of Nurra (north-western Sardinia). Cassinis G. (Ed.), Proc. Int. Field Conference on “The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations”, 15–25 September 1999, Brescia, Italy. “Natura Bresciana” Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia 25, 149-161.
- Fontboté, J., Guimerà, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P., Fernández-Ortigosa, F., 1990. The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 3, 7-18.
- Fortuny, J., Bolet, A., Sellés, A., Cartanyà, J., Galobart, À., 2011. New insights on the Permian and Triassic vertebrates from the Iberian Peninsula with emphasis on the Pyrenean and Catalanian basins/Nuevos enfoques sobre los vertebrados del Pérmico y Triásico de la Península Ibérica, con énfasis en las cuencas Pirenaica y Catalana. *Journal of Iberian Geology* 37, 65.
- Frakes, L.A., Francis, J.E., Syktus, J.I., 1992. *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge University Press, New York 274, 37-64.
- Franz, M., Henninger, M., Barnasch, J., 2013. The strong diachronous Muschelkalk/Keuper facies shift in the Central European Basin: Implications from the type-section of the Erfurt Formation (Lower Keuper, Triassic) and basin-wide correlations. *International Journal of Earth Sciences* 102, 761-780.
- Freeman, R., Rodríguez-Pera, A., Sàbat, F., 1988. Neogene clockwise rotation of the Balearic Islands (Spain): Evidence from Palaeomagnetism. *Ann. Geophys., Special Issue (XII General Assembly, Bologna)* 60.
- Freytet, P., Galtier, J., Ronchi, A., Schneider, J.W., Tintori, A., Werneburg, R., 2002. Early Permian continental biota from Southeastern Sardinia (Ogliastra and Gerrei). *Rend. Soc. Palaont. Ital.* 1, 169-176.
- Fuchs, G., Grauvogel-Stamm, L., Mader, D., 1991. Une remarquable flora à *Pleuromeia*

- et Anomopteris in situ du Bundsand- stein Moyen (Trias inférieur) de l'Eifel (R.FD. Allemagne), morphologie, Paléoécologie et paléogéographie. *Palaeontographica* 222, 89-120.
- Gaboreau, S., Beaufort, D., Vieillard, P., Patrier, P., Bruneton, P., 2005. Aluminum phosphate–sulfate minerals associated with Proterozoic unconformity-type uranium deposits in the East Alligator River Uranium Field, Northern Territories, Australia. *The Canadian Mineralogist* 43, 813-827.
- Gaboreau, S., Cuney, M., Quirt, D., Patrier, P., Mathieu, R., 2007. Significance of aluminum phosphate-sulfate minerals associated with U unconformity-type deposits: The Athabasca basin, Canada. *American Mineralogist* 92, 267-280.
- Gaete, R., Galobart, A., Palomar, J., Marzo, M., 1994. Hallazgo de *Parotosuchus* sp. (Amphibia, Temnospondyli) en las facies Buntsand- stein del Pla de La Calma (Cordilleras Costeras Catalanas): resultados preliminares. *Geogaceta* 16, 61-63.
- Gaggero, L., Cassinis, G., Cortesogno, L., Ronchi, A., Valloni, R., 1996. Stratigraphic and petrographic investigations into the Permian-Triassic continental sequences of Nurra (NW Sardinia). *Cuadernos de Geología Ibérica* 21, 149-170.
- Galán-Abellán, A.B., 2011. Variaciones sedimentarias, mineralógicas, geoquímicas y bióticas en el Triásico Inferior-Medio (en facies Buntsandstein) de las Cordilleras Ibérica SE y Costero Catalana: implicaciones en la recuperación de la crisis permo-triásica. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 398 pp.
- Galán-Abellán, A.B., Alonso-Azcarate, J., Newton, R.J., Bottrell, S.H., Barrenechea, J.F., Benito, M.I., De La Horra, R., Lopez-Gomez, J., Luque, J., 2013b. Sources of Sr and S In Aluminum-Phosphate-Sulfate Minerals In Early-Middle Triassic Sandstones (Iberian Ranges, Spain) and Paleoenvironmental Implications for the West Tethys. *Journal of Sedimentary Research* 83, 406-426.
- Galán-Abellán, A.B., Barrenechea, J.F., Benito, M.I., De la Horra, R., Luque, F.J., Alonso-Azcárate, J., Arche, A., López-Gómez, J., Lago, M., 2013c. Palaeoenvironmental implications of aluminium phosphate-sulphate minerals in Early–Middle Triassic continental sediments, SE Iberian Range (Spain). *Sedimentary Geology* 289, 169-181.
- Galán-Abellán, A.B., López-Gómez, J., Barrenechea, J.F., Marzo, M., De la Horra, R., Arche, A., 2013a. The beginning of the Buntsandstein cycle (Early-Middle Triassic) in the Catalan Ranges, NE Spain: Sedimentary and palaeogeographic implications. *Sedimentary Geology* 296, 86-102.
- Galfetti, T., Bucher, H., Martini, R., Houchuli, P.A., Helmut, W., Crasquin-Soleau, S., Brayard, A., Goudemand, N., Brühwiler, T., Guodun, K., 2008. Evolution of Early Triassic outer platform paleoenvironments in the Nanpanjiang Basin (South China) and their significance for the biotic recovery. *Sedimentary Geology* 204 (1), 36-60.

- Galfetti, T., Bucher, H., Ovtcharova, M., Schaltegger, U., Brayard, A., Brühwiler, T., Goudemand, N., Weissert, H., Hochuli, P.A., Cordey, F., 2007b. Timing of the Early Triassic carbon cycle perturbations inferred from new U–Pb ages and ammonoid biochronozones. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 593-604.
- Galfetti, T., Hochuli, P.A., Brayard, A., Bucher, H., Weissert, H., Vigran, J.O., 2007a. Smithian-Spathian boundary event: Evidence for global climatic change in the wake of the end-Permian biotic crisis. *Geology* 35, 291-294.
- Gall, Q., Donaldson, J., 2006. Diagenetic fluorapatite and aluminum phosphate sulphate in the Paleoproterozoic Thelon Formation and Hornby Bay Group, northwestern Canadian Shield. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43, 617-629.
- Gand, G., De La Horra, R., Galán-Abellán, B., López-Gómez, J., Barrenechea, J.F., Arche, A., Benito, M.I., 2010. New ichnites from the Middle Triassic of the Iberian Ranges (Spain): paleoenvironmental and paleogeographical implications. *Historical Biology* 22, 40-56.
- García-Gil, S., 1990. Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Soria). Universidad Complutense de Madrid. Colección Tesis Doctorales 176, 1990.
- García Palacios, M., Lucas, J., De la Peña, J., Marfil, R., 1977. La cuenca triásica de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. I. Petrog. y mineralog. *Cuad. Geol. Ibérica*, 341-354.
- Gaspar-Escribano, J., García-Castellanos, D., Roca, E., Cloetingh, S., 2004. Cenozoic vertical motions of the Catañan Coastal Ranges (NE Spain): The role of tectonics, isostasy, and surface transport. *Tectonics* 23 (1), 1-18.
- Gasperi, G., Gelmini, R., 1980. Ricerche sul Verrucano. 4. Il Verrucano della Nurra (Sardegna nord-occidentale). *Memorie della Società Geologica Italiana* 20, 215-231.
- Gastaldo, R.A., Adendorff, R., Bamford, M., Labandeira, C.C., Neveling, J., Sims, H., 2005. Taphonomic Trends of Macrofloral Assemblages Across the Permian-Triassic Boundary, Karoo Basin, South Africa. *Palaios* 20, 479-497.
- Gastaldo, R.A., Demko, T.M., Liu, Y., Keefer, W.D., Abston, S.L., 1989. Biostratinomic processes for the development of mud-cast logs in Carboniferous and Holocene swamps. *Palaios* 4, 356-365.
- Gastaldo, R.A., Pfefferkorn, H.W., DiMichele, W.A., 1995. Taphonomic and sedimentologic characterization of roof-shale floras, *Memoir of the Geological Society of America*, pp. 341-352.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 258(3), 359-377.

- Geinitz, H.B., 1869. Über fossile Pflanzenreste aus der Dyas von Val Trompia. pp.
- Gelabert, B., Sábat, F., 2004. Mallorca y Cabrera: Unidades geológicas y estructura. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid. 450-452.
- Genise, J.F., 2016. Insect traces in soils and paleosols. Springer, Topics in Geobiology. pp.
- Gersib, G.A., McCabe, P.J., 1981. Continental coal-bearing sediments of the Port Hood Formation (Carboniferous), Cape Linzee, Nova Scotia, Canada. Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration, 95-108.
- Ghinassi, M., Durand, M., Ronchi, A., Stefani, C., 2009. Permian–Middle Triassic continental succession of NW Sardinia. Field– trip Guidebook, 27th IAS Meeting of Sedimentology, Alghero, Italy, 20-23.
- Gibling, M.R., 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of sedimentary Research* 76, 731-770.
- Gile, L.H., Peterson, F.F., Grossman, R.B., 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science* 101, 347-360.
- Giménez de Aguilar, T., 1928. El yacimiento petrolífero de Cuenca. *Bol. R. Soc. española Hist. Nat* 28, 439-448.
- Golonka, J., Ford, D., 2000. Pangean (Late Carboniferous-Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 1-34.
- Gombau, J., 1877. Reseña físico-geológica de la provincia de Tarragona. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp* 4, 181-250.
- Gómez-Gras, D., Alonso-Zarza, A.M., 2003. Reworked calcretes: their significance in the reconstruction of alluvial sequences (Permian and Triassic, Minorca, Balearic Islands, Spain). *Sedimentary Geology* 158, 299-319.
- Gómez-Gras, D.M., 1993. El permotriás de Las Baleares, de la Cordillera costero-catalana y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica: facies y petrología sedimentaria. Universidad Autónoma de Barcelona.
- Gorsky, V.P., Gusseva, E.A., Crasquin-Soleau, S., Broutin, J., 2003. Stratigraphic data of the Middle–Late Permian of the Russian Platform. *Geobios* 36, 533– 556.
- Grasby, S.E., Beauchamp, B., 2009. Latest Permian to Early Triassic basin-to-shelf anoxia in the Sverdrup Basin, Arctic Canada. *Chemical Geology* 264, 232-246.
- Grasby, S.E., Beauchamp, B., Embry, A., Sanei, H., 2012. Recurrent Early Triassic ocean anoxia. *Geology* 41(2), 175-178.
- Grauvogel-Stamm, L., 1978. La flore du Grès à Voltzia (Buntsandstein supérieur) des

- Vosges du Nord (France). Morphologie, anatomie, interprétations phylogénique et paléogéographique. *Sci. Géol. Mém.* 50, 1-225.
- Grauvogel-Stamm, L., 1993. *Pleuromeia sternbergii* (Münster) Corda from the Lower Triassic of Germany-further observations and comparative morphology of its rooting organ. *Review of Palaeobotany and Palynology* 77, 185-212.
- Grauvogel-Stamm, L., 1999. *Pleuromeia sternbergii* (Münster) Corda, eine charakteristische Pflanze des deutschen Buntsandsteins. *Trias, Eine Ganz Andere Welt*, 271-282.
- Grauvogel-Stamm, L., Álvarez-Ramis, C., 1996. Conifères et pollen in situ du Buntsandstein de l'île de Majorque (Baléares, Espagne). *Cuadernos de Geología Ibérica* 20, 229-244.
- Grauvogel-Stamm, L., Ash, S.R., 2005. Recovery of the Triassic land flora from the end-Permian life crisis. *Comptes Rendus Palevol* 4, 593-608.
- Grauvogel-Stamm, L., Grauvogel, L., 1983. Présence de plantules de *Baiera* (Gingkoephyte) dans le Grès à *Voltzia* (Anisien) des Vosges du Nord (France). Conséquences paléoécologiques, *European Palaeobotanical Conference* 18.
- Grauvogel-Stamm, L., Lugardon, B., 2001. The Triassic Lycopside *Pleuromeia* and *Annalepis*: Relationships, evolution, and origin. *American Fern Journal* 91, 115-149.
- Gretter, N., Ronchi, A., López-Gómez, J., Arche, A., De la Horra, R., Barrenechea, J., Lago, M., 2015. The Late Palaeozoic-Early Mesozoic from the Catalan Pyrenees (Spain): 60 Myr of environmental evolution in the frame of the western peri-Tethyan palaeogeography. *Earth-Science Reviews* 150, 679-708.
- Guidry, M.W., Mackenzie, F.T., 2003. Experimental study of igneous and sedimentary apatite dissolution: Control of pH, distance from equilibrium, and temperature on dissolution rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 2949-2963.
- Hahne, C., 1930. Das keltiberische Gebirgsland östlich der Linie Cuenca-Teruel-Alfambra. *Abh. N.F. 16. Z. Geol. d. Westl. Mediterra. Geb.* Traducción por M. San Miguel en *Publ. Extr. Geol. España, CSIC* (1943)(2). 51-100 pp.
- Hallam, A., 1996. Major bio-events in the Triassic and Jurassic. En: *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*, Springer, 265-283 pp.
- Hallam, A., 2005. *Catastrophes and lesser calamities: the causes of mass extinctions*. Oxford University Press. 274 pp.
- Hallam, A., Wignall, P., 1999. Mass extinctions and sea-level changes. *Earth-Science Reviews* 48, 217-250.
- Hallam, A., Wignall, P.B., 1997. *Mass extinctions and their aftermath*. Oxford University Press, UK. 319 pp.

- Hand, E., 2015. Acid oceans cited in Earth's worst die-off. *Science* 348 (6231), 165-166.
- Haubold, H., Schaumburg, G., 1985. Die Fossilien des Kupferschiefers: Pflanzen-und Tierwelt zu Beginn des Zechsteins; eine Erzlagerstätte und ihre Paläontologie. Ziemsen.
- Hautmann, M., Bucher, H., Brühwiler, T., Goudemand, N., Kaim, A., Nützel, A., 2011. An unusually diverse mollusc fauna from the earliest Triassic of South China and its implications for benthic recovery after the end-Permian biotic crisis. *Geobios* 44 (1), 71-85.
- Hawthorne, F.C., Krivovichev, S.V., Burns, P.C., 2000. The crystal chemistry of sulfate minerals, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*.
- Hermann, E., Hochuli, P.A., Bucher, H., Brühwiler, T., Hautmann, M., Ware, D., Roohi, G., 2011. Terrestrial ecosystems on North Gondwana in the aftermath of the end-Permian mass extinction. *Gondwana Research* 20, 630-637.
- Hernando, S., 1977. Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (provs. de Soria, Segovia y Guadalajara). Tesis Doctoral. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, 2. Dpt. Estratigrafía, UCM. 108 pp.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., 2003. Deev Jahi model of the Permian–Triassic boundary mass extinction: a case for gas hydrates as the main cause of biological crisis on Earth. *Sedimentary Geology* 163, 147-163.
- Heydari, E., Arzani, N., Hassanzadeh, J., 2008. Mantle plume: The invisible serial killer-Application to the Permian-Triassic boundary mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 264, 147-162.
- Hochuli, P.A., Hermann, E., Vigran, J.O., Bucher, H., Weissert, H., 2010a. Rapid demise and recovery of plant ecosystems across the end-Permian extinction event. *Global and Planetary Change* 74, 144-155.
- Hochuli, P.A., Sanson-Barrera, A., Schneebeli-Hermann, E., Bucher, H., 2016. Severest crisis overlooked—Worst disruption of terrestrial environments postdates the Permian–Triassic mass extinction. *Scientific Reports* 6.
- Hochuli, P.A., Vigran, J.O., Hermann, E., Bucher, H., 2010b. Multiple climatic changes around the Permian-Triassic boundary event revealed by an expanded palynological record from mid-Norway. *Bulletin of the Geological Society of America* 122, 884-896.
- Hofmann, R., Goudemand, N., Wasmer, M., Bucher, H., Hautmann, M., 2011. New trace fossil evidence for an early recovery signal in the aftermath of the end-Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 310, 216-226.
- Hong, H., Xie, S., Lai, X., 2011. Volcanism in association with the prelude to mass extinction and environment change across the Permian-Triassic boundary (PTB), southern China.

- Clays and Clay Minerals 59, 478-489.
- Hooke, R.L., 1967. Processes on arid-region alluvial fans. *The Journal of Geology* 75, 438-460.
- Hopkins, J.C., 1985. Channel-fill deposits formed by aggradation in deeply scoured, superimposed distributaries of the lower Kootenai Formation (Cretaceous). *Journal of Sedimentary Petrology* 55, 42-52.
- Horacek, M., Richoz, S., Brandner, R., Krystyn, L., Spötl, C., 2007. Evidence for recurrent changes in Lower Triassic oceanic circulation of the Tethys: the $\delta^{13}\text{C}$ record from marine sections in Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252, 355-369.
- Hornibrook, E.R.C., Longstaffe, F.J., 1996. Berthierine from the Lower Cretaceous Clearwater Formation, Alberta, Canada. *Clay and Clays Minerals* 44, 1-21.
- Hurst, A., Irwin, H., 1982. Geological modelling of clay diagenesis in sandstones. *Clay Minerals* 17, 5-22.
- Huynh, T.T., Poulsen, C.J., 2005. Rising atmospheric CO_2 as a possible trigger for the end-Triassic mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 217, 223-242.
- Irmis, R.B., Whiteside, J.H., 2010. Newly integrated approaches to studying Late Triassic terrestrial ecosystems. *Palaaios* 25, 689-691.
- Isozaki, Y., 1997. Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: Records from lost deep sea. *Science* 276, 235-238.
- Isozaki, Y., Kawahata, H., Minoshima, K., 2007. The Capitanian (Permian) Kamura cooling event: the beginning of the Paleozoic-Mesozoic transition. *Palaeoworld* 16, 16-30.
- Jackson II, R.G., 1981. Sedimentology of muddy fine-grained channel deposits in meandering streams of the American middle west. *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 1169-1192.
- Jacquot, E., 1866. Sur la composition et sur l'âge des assies que dans la Péninsule Ibérique séparent la formation carbonifere des dépôts jurassiques. *Bull. Soc. Geol. Fr* 24.
- Joachimski, M.M., Lai, X., Shen, S., Jiang, H., Luo, G., Chen, B., Chen, J., Sun, Y., 2012. Climate warming in the latest Permian and the Permian-Triassic mass extinction. *Geology* 40, 195-198.
- Johnson, D., 1998. A universal definition of soil. revision of Concepts in Paleopedology. *Quaternary International* 51-52, 6-7.
- Johnson, D., Krsek, M., Wellington, E.M., Stott, A.W., Cole, L., Bardgett, R.D., Read, D.J., Leake, J.R., 2005. Soil invertebrates disrupt carbon flow through fungal networks. *Science* 309, 1047-1047.

- Jopling, A.V., Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 971-984.
- Juez-Larré, J., Andriessen, P., 2002. Post Late Paleozoic tectonism in the southern Catalan Coastal Ranges (NE Spain), assessed by apatite fission track analysis. *Tectonophysics* 349, 113-129.
- Juez-Larré, J., Andriessen, P., 2006. Tectonothermal evolution of the northeastern margin of Iberia since the break-up of Pangea to present, revealed by low-temperature fission-track and (U–Th)/He thermochronology: A case history of the Catalan Coastal Ranges. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 159-180.
- Juncal, M., Diez, J.B., De la Horra, R., Galán-Abellán, A.B., Borrueal-Abadía, V., López-Gómez, J., Arche, A., 2017 (*In press*). Palynostratigraphy of the Middle Triassic (Anisian) Eslida Formation, SE Iberian Ranges, Spain. *Palynology*. ID: 1310766 DOI:10.1080/01916122.2017.1310766).
- Kaiho, K., Kajiwar, Y., Nakano, T., Miura, Y., Kawahata, H., Tazaki, K., Ueshima, M., Chen, Z., Shi, G.R., 2001. End-Permian catastrophe by a bolide impact: evidence of a gigantic release of sulfur from the mantle. *Geology* 29, 815-818.
- Kamo, S.L., Czamanske, G.K., Amelin, Y., Fedorenko, V.A., Davis, D.W., Trofimov, V.R., 2003. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth and Planetary Science Letters* 214(1), 75-91.
- Kelber, K.P., 1990. Die versunkene Pflanzenwelt aus den Deltasümpfen Mainfrankens vor 230 Millionen Jahren. *Beringeria* 1, 1-67.
- Kelber, K.P., 1999. Neue Befunde über die Schachtelhalme des Keupers. *Trias-Eine ganz andere Welt*, 355-370.
- Kelber, K.P., Hansch, W., 1995. Keuperpflanzen. Die Enträtselung einer über 200 Millionen Jahre alten Flora. *Museo* 11, 1-157.
- Khalaf, F.I., 1990. Diagenetic alunite in clastic sequences, Kuwait, Arabian Gulf. *Sedimentology* 37, 155-164.
- Kidder, D.L., Worsley, T.R., 2004. Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permo-Triassic extinction and recovery. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 203, 207-237.
- Kiehl, J.T., Shields, C.A., 2005. Climate simulation of the latest Permian: Implications for mass extinction. *Geology* 33, 757-760.
- Klein, H., Voigt, S., Hminna, A., Saber, H., Schneider, J., Hmich, D., 2010. Early triassic archosaur-

- dominated footprint assemblage from the argana basin (Western High Atlas, Morocco). *Ichnos:an International Journal of Plant and Animal* 17, 215-227.
- Knoll, A.H., Bambach, R., Canfield, D., Grotzinger, J., 1996. Comparative Earth history and late Permian mass extinction. *Science* 273, 452.
- Knoll, A.H., Bambach, R.K., Payne, J.L., Pruss, S., Fischer, W.W., 2007. Paleophysiology and end-Permian mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters* 256, 295-313.
- Korte, C., Kozur, H.W., 2010. Carbon-isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary: A review. *Journal of Asian Earth Sciences* 39(4), 215-235.
- Korte, C., Kozur, H.W., Bruckschen, P., Veizer, J., 2003. Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(1), 47-62.
- Kosters, E.C., 1989. Organic-clastic facies relationships and chronostratigraphy of the Barataria interlobe basin, Mississippi Delta Plain. *Journal of Sedimentary Petrology* 59, 98-113.
- Kozur, H.W., 1998. Some aspects of the Permian–Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 143, 227-272.
- Kozur, H.W., Weems, R.E., 2011. Detailed correlation and age of continental late Changhsingian and earliest Triassic beds: Implications for the role of the Siberian Trap in the Permian-Triassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 308, 22-40.
- Krantzberg, G., 1985. The influence of bioturbation on physical, chemical and biological parameters in aquatic environments: a review. *Environmental Pollution Series A, Ecological and Biological* 39, 99-122.
- Krassilov, V.A., 1975. *Paleoecology of Terrestrial Plants: Basic Principles and Techniques*. Halsted Press, New York.
- Krassilov, V.A., Zakharov, Y.D., 1975. Pleuromeia from the lower triassic of the far east of the U.S.S.R. *Review of Palaeobotany and Palynology* 19, 221-232.
- Kraus, M.J., Gwinn, B., 1997. Facies and facies architecture of paleogene floodplain deposits, Willwood formation, Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Sedimentary Geology* 114, 33-54.
- Krull, E.S., Retallack, G.J., 2000. $\delta^{13}\text{C}$ depth profiles from paleosols across the Permian-Triassic boundary: Evidence for methane release. *Geological Society of America Bulletin* 112, 1459-1472.
- Kustatscher, E., Franz, M., Heunisch, C., Reich, M., Wappler, T., 2014. Floodplain habitats of braided river systems: Depositional environment, flora and fauna of the Solling Formation (Buntsandstein, Lower Triassic) from Bremke and Fürstenberg (Germany). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* 94, 237-270.

- Kustatscher, E., Van Konijnenburg-Van Cittert, J.H.A., 2005. The Ladinian Flora (Middle Triassic) of the Dolomites: Palaeoenvironmental reconstructions and palaeoclimatic considerations. *Geo.Alp* 2, 31-51.
- Kustatscher, E., Van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., 2008. Lycophytes and horsetails from the Triassic flora of Thale (Germany). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen* 250, 65-77.
- Kustatscher, E., Van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Bauer, K., Butzmann, R., Meller, B., Fischer, T.C., 2012. A new flora from the Upper Permian of Bletterbach (Dolomites, N-Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology* 182, 1-13.
- Kustatscher, E., van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Roghi, G., 2010. Macrofloras and palynomorphs as possible proxies for palaeoclimatic and palaeoecological studies: A case study from the Pelsonian (Middle Triassic) of Kühwiesenkopf/Monte Prà della Vacca (Olang Dolomites, N-Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 290, 71-80.
- Kutzbach, J.E., Gallimore, R.G., 1989. Pangaeancimates: megamonsoons of the megacontinent. *Journal of Geophysical Research* 94, 3341-3357.
- Labandeira, C.C., 2005. The fossil record of insect extinction: new approaches and future directions. *American Entomologist* 51, 14-29.
- Labandeira, C.C., Sepkoski J.J. Jr, 1993. Insect diversity in the fossil record. *Science (Washington)* 261, 310-315.
- Lago, M., De la Horra, R., Ubide, T., Galé, C., Galán-Abellán, B., Barrenechea, J.F., López-Gómez, J., Benito, M.I., Arche, A., Alonso-Azcárate, J., Luque, F.J., Timmerman, M.J., 2013. First report of a Middle-Upper Permian magmatism in the SE Iberian Ranges: characterisation and comparison with coeval magmatisms in the western Tethys. *Journal of Iberian Geology* 38.
- Lai, X., Wang, W., Wignall, P., Bond, D.P., Jiang, H., Ali, J.R., John, E.H., Sun, Y., 2008. Palaeoenvironmental change during the end-Guadalupian (Permian) mass extinction in Sichuan, China. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 269, 78-93.
- Langford, R.P., Chan, M.A., 1993. Downwind changes within an ancient dune sea, Permian Cedar Mesa Sandstone, southeast Utah. *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*, 109-126.
- Lapparent, A.F., Le Joncour, M., Mathieu, A., Bertrand, P., 1965. Découverte en Espagne d'empreintes de pas de reptiles mésozoïques. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 225-230.
- Le Roux, G., Laverret, E., Shotyk, W., 2006. Fate of calcite, apatite and feldspars in an ombrotrophic peat bog, Black Forest, Germany. *Journal of the Geological Society* 163,

641-646.

- Lehrmann, D.J., Ramezani, J., Bowring, S.A., Martin, M.W., Montgomery, P., Enos, P., Payne, J.L., Orchard, M.J., Hongmei, W., Jiayong, W., 2006. Timing of recovery from the end-Permian extinction: Geochronologic and biostratigraphic constraints from south China. *Geology* 34, 1053-1056.
- Liao, Z., Hu, W., Cao, J., Wang, X., Yao, S., Wu, H., Wan, Y., 2016. Heterogeneous volcanism across the Permian–Triassic Boundary in South China and implications for the Latest Permian Mass Extinction: New evidence from volcanic ash layers in the Lower Yangtze Region. *Journal of Asian Earth Sciences* 127, 197-210.
- Linol, B., Bercovici, A., Bourquin, S., Diez, J.B., López-Gómez, J., Broutin, J., Durand, M., Villanueva-Amadoz, U., 2009. Late Permian to Middle Triassic correlations and palaeogeographical reconstructions in south-western European basins: New sedimentological data from Minorca (Balearic Islands, Spain). *Sedimentary Geology* 220, 77-94.
- Liu, S.A., Wu, H., Shen, S.Z., Jiang, G., Zhang, S., Lv, Y., Zhang, H., Li, S., 2017. Zinc isotope evidence for intensive magmatism immediately before the end-Permian mass extinction. *Geology*, G38644. 38641.
- Looy, C.V., Brugman, W., Dilcher, D.L., Visscher, H., 1999. The delayed resurgence of equatorial forests after the Permian–Triassic ecologic crisis. *Proceedings of the national Academy of Sciences* 96, 13857-13862.
- López-Gómez, J., 1985. Sedimentología y estratigrafía de los materiales Pérmicos y Triásicos del sector SE de la rama Castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva del Hierro y Chelva (provincias de Cuenca y Valencia). *Seminarios de Estratigrafía. Serie monografías* 11, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 442.
- López-Gómez, J., Arche, A., 1992. Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos* 48, 123-143.
- López-Gómez, J., Arche, A., 1993a. Sequence stratigraphic analysis and paleogeographic interpretation of the Buntsandstein and Muschelkalk facies (Permo-Triassic) in the SE Iberian Range, E Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 103, 179-201.
- López-Gómez, J., Arche, A., 1993b. Architecture of the Cañizar fluvial sheet sandstones, Early Triassic, Iberian Ranges, eastern Spain. *Alluvial Sedimentation*, 363-381.
- López-Gómez, J., Arche, A., 1994. La Formación Brechas de Tabarreña (Pérmico Inferior): depósitos de flujos con densidad variable al SE de la Cordillera Ibérica, España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica* 89, 131-144.
- López-Gómez, J., Arche, A., 1997. The Upper Permian Boniches Conglomerates Formation:

- evolution from alluvial fan to fluvial system environments and accompanying tectonic and climatic controls in the southeast Iberian Ranges, central Spain. *Sedimentary Geology* 114, 267-294.
- López-Gómez, J., Arche, A., Barrenechea, J.F., De la Horra, R., Galán-Abellán, B., 2011. Permian-Triassic continental rocks of the SE Iberian Ranges: architecture, tectonics and geochemical characteristics in the context of a rift basin. *Sociedad Geológica de España, 28th International Association of Sedimentologists Meeting, Zaragoza. Geo-Guias* 8, 11-43.
- López-Gómez, J., Arche, A., Calvet, F., Goy, A., 1998. Epicontinental marine carbonate sediments of the Middle and Upper Triassic in the westernmost part of the Tethys Sea, Iberian Peninsula. *Zentralblatt Geologie Paleontologie* 1, 9-10.
- López-Gómez, J., Arche, A., Marzo, M., Durand, M., 2005. Stratigraphical and palaeogeographical significance of the continental sedimentary transition across the Permian–Triassic boundary in Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229, 3-23.
- López-Gómez, J., Arche, A., Pérez-López, A., 2002. Permian and Triassic. *The Geology of Spain. Geological Society, London*, 185-212.
- López-Gómez, J., Arche, A., Vargas, H., Marzo, M., 2010. Fluvial architecture as a response to two-layer lithospheric subsidence during the Permian and Triassic in the Iberian Basin, eastern Spain. *Sedimentary Geology* 223, 320-333.
- López-Gómez, J., Galán-Abellán, B., de la Horra, R., Barrenechea, J.F., Arche, A., Bourquin, S., Marzo, M., Durand, M., 2012. Sedimentary evolution of the continental Early–Middle Triassic Cañizar Formation (Central Spain): Implications for life recovery after the Permian–Triassic crisis. *Sedimentary Geology* 249-250, 26-44.
- Lotti, B., 1931. Relazione generale riassuntiva dei tre sondaggi per la ricerca del carbone paleozoico nei piani di Alghero. *Boll. R. Uff. Geol* 56, 5-15.
- Luo, G., Algeo, T.J., Huang, J., Zhou, W., Wang, Y., Yang, H., Richoz, S., Xie, S., 2014. Vertical $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ gradients record changes in planktonic microbial community composition during the end-Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 396, 119-131.
- Luo, G., Kump, L.R., Wang, Y., Tong, J., Arthur, M.A., Yang, H., Huang, J., Yin, H., Xie, S., 2010. Isotopic evidence for an anomalously low oceanic sulphate concentration following end-Permian mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters* 300 (1-2), 101-111.
- Llompart, C., Rosell, J., Márquez-Aliaga, A., Goy, A., 1987. El Muschelkalk de la Isla de Menorca. *Cuad. Geol. Iber.* 11, 323-335.
- Llopis, L.N., 1947. Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. Instituto Lucas Mallada. 364 pp.

- Mackay, J.L., Longstaffe, F.J., 1997. Diagenesis of the Lower Cretaceous Clearwater Formation, Primrose Area, Northeastern Alberta. En: S.G. Pemberton and D.P. James, B.C.S.P.G. (Ed.) *Petroleum Geology of the Cretaceous Mannville Group, Western Canada*, 18. 392–412 pp.
- Machette, M.N., 1985. Calcic soils of the southwestern United States, Special Paper of the Geological Society of America, pp. 1-21.
- Mader, D., 1990. Palaeoecology of the Flora in Buntsandstein and Keuper in the Triassic of Middle Europe.
- Mägdefrau, K., 1931. Zur Morphologie und phylogenetischen Bedeutung der fossilen Pflanzengattung *Pleuromeia*. *Beih. Bot. Cbl.* 48, 119-140.
- Majorowicz, J., Grasby, S., Safanda, J., Beauchamp, B., 2014. Gas hydrate contribution to Late Permian global warming. *Earth and Planetary Science Letters* 393, 243-253.
- Mallada, L., 1890. Reconocimiento geológico y geográfico de la provincia de Tarragona. *Boletín de la comisión del mapa geológico de España* 16.
- Mallada, L., 1902. Explicación del mapa geológico de España: Sistemas Permiano, Triásico, Liásico y Jurásico. Est. tip. viuda e hijos de M. Tello. 4. 536 pp.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., 2014. Decoupling of body-plan diversification and ecological structuring during the Ediacaran–Cambrian transition: evolutionary and geobiological feedbacks, *Proc. R. Soc. B, The Royal Society*, p. 20140038.
- March Benlloch, M., 1991. Los conodontos del Triasico Medio (Facies Muschelkalk) del Noreste de la Península Ibérica y de Menorca. Universidad de Valencia. 374 pp.
- Marfil, R., Bonhome, M.G., De La Peña, J.A., Penha Dos Santos, R., Sell, I., 1996. La edad de las illitas en areniscas de la Cordillera Ibérica mediante el método K/Ar: Implicaciones en la historia diagenética y evolución de la cuenca. *Cuadernos de Geología Ibérica* 20, 61-83.
- Marfil, R., La Iglesia, A., Estupiñán, J., 2013. Origin and nature of the aluminium phosphate-sulfate minerals (APS) associated with uranium mineralization in triassic red-beds (Iberian Range, Spain). *Estudios Geológicos* 69, 21-34.
- Marfil, R., Scherer, M., Turrero, M.J., 1995. Diagenetic processes influencing porosity in Triassic Buntsandstein sandstones. *Sedimentary Geology* 105, 203-219.
- Márquez, L., López-Gómez, J., Trifonova, E., 1994. Datación (foraminíferos) y ambientes sedimentarios de la Formación Dolomías de Landete, Anisiense, Facies Muschelkalk, provincia de Cuenca. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica* 89, 99-107.
- Martin, R., 1936. Die geologie von Camarena de la Sierra und Riodeva(provinz Teruel, Spanien). Leiden. 110 pp.

- Martínez-Catalán, J.R.I., 2011. Are the oroclinal of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova* 23, 241-247.
- Maruoka, T., Koeberl, C., Hancox, P.J., Reimold, W.U., 2003. Sulfur geochemistry across a terrestrial Permian-Triassic boundary section in the Karoo Basin, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 206 (1-2), 101-117.
- Marzo, M., 1980. El Buntsandstein de los Catalánides. Estratigrafía y procesos de sedimentación. Doctoral Thesis. Universitat De Barcelona, 317.
- Marzo, M., 1986. Secuencias fluvio-eólicas en el Buntsandstein del Macizo de Garraf (prov. de Barcelona). *Cuadernos de geología ibérica= Journal of Iberian geology: an international publication of earth sciences*, 207-234.
- Marzo, M., Anadón, P., 1977. Evolución y características sedimentológicas de las facies fluviales basales del Buntsandstein de Olesa de Montserrat (provincia de Barcelona). *Cuadernos de Geología Ibérica* 4, 4: 211-222.
- Maureta, J., Thórs i Codina, S., 1881. Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona. Mem. Com. Map. Geol. España. IX. 487 pp.
- McGhee, G.R., Clapham, M.E., Sheehan, P.M., Bottjer, D.J., Droser, M.L., 2013. A new ecological-severity ranking of major Phanerozoic biodiversity crises. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 370, 260-270.
- Melendez Hevia, F., 1971. Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas. Universidad Complutense de Madrid. 315 pp.
- Menning, M., 1995. A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis. Springer.
- Menning, M., 2001. A Permian time scale 2000 and correlation of marine and continental sequences using the Illawarra Reversal (265 Ma). Monografía. Museo Civico di Scienze Naturali di Brescia 25, 355-362.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall, A.D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*: Canadian Society of Petroleum Geology Memoir, 5. 590–604 pp.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Review* 22, 261-308.
- Miall, A.D., 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer, Verlag. Berlin. Edición: 1st ed. 1996. Corr. 4rd printing 2006.
- Miall, A.D., 2014. Fluvial depositional systems. Springer. 14.

- Miall, A.D., Jones, B.G., 2003. Fluvial architecture of the Hawkesbury sandstone (Triassic), near Sydney, Australia. *Journal of Sedimentary Research* 73, 531-545.
- Milana, J.P., 2009. Largest wind ripples on Earth? *Geology* 37, 343-346.
- Miller, M., 2000. Benthic aquatic ecosystems across the Permian-Triassic transition: record from biogenic structures in fluvial sandstones, central Transantarctic Mountains. *Journal of African Earth Sciences* 31, 157-164.
- Miller, M.F., Smail, S.E., 1997. A semiquantitative field method for evaluating bioturbation on bedding planes. *Palaios* 12, 391-396.
- Minter, N.J., Buatois, L.A., Mángano, M.G., 2016. The conceptual and methodological tools of ichnology. En: *The Trace-Fossil Record of Major Evolutionary Events*, Springer, 1-26 pp.
- Montañez, I.P., Tabor, N.J., Niemeier, D., DiMichele, W.A., Frank, T.D., Fielding, C.R., Isbell, J.L., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., 2007. CO₂-forced climate and vegetation instability during late paleozoic deglaciation. *Science* 315, 87-91.
- Montigny, R., Edel, J., Thuizat, R., 1981. Oligo-Miocene rotation of Sardinia: KAr ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth and Planetary Science Letters* 54, 261-271.
- Morad, S., Márfil, R., De la Peña, J.A., 1989. Diagenetic K-feldspar pseudomorphs in the Triassic Buntsandstein sandstones of the Iberian Range, Spain. *Sedimentology* 36, 635-650.
- Moretti, A., 1959. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, F° 179 "Porto Torres". Servizio Geologico d'Italia, Litografia artistica cartografica, Firenze.
- Morison, S.R., Hein, F.J., 1987. Sedimentology of the White Channel gravels, Klondike area, Yukon Territory: Fluvial deposits of a confined valley. *Recent Developments in Fluvial Sedimentology* 39, 205-216.
- Mountney, N.P., Thompson, D.B., 2002. Stratigraphic evolution and preservation of aeolian dune and damp/wet interdune strata: an example from the Triassic Helsby Sandstone Formation, Cheshire Basin, UK. *Sedimentology* 49, 805-833.
- Mujal, E., Gretter, N., Ronchi, A., López-Gómez, J., Falconnet, J., Diez, J.B., De la Horra, R., Bolet, A., Oms, O., Arche, A., 2016. Constraining the Permian/Triassic transition in continental environments: Stratigraphic and paleontological record from the Catalan Pyrenees (NE Iberian Peninsula). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 445, 18-37.
- Munsell, A.H., 2000. Munsell soil color charts. New Windsor: Munsell Color. 10 pp.
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D.V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M., Zanchi, A., 2009. Opening of the Neo-tethys ocean and the pangea B to pangea A transformation during the permian. *GeoArabia* 14, 17-48.

- Neri, C., Cassinis, G., Ronchi, A., 2000. The Lower Permian deposits of Punta Lu Caparoni. Stratigraphy and facies. Excursion 4: The Permian and Triassic stratigraphic record in northwestern Sardinia (Nurra). In Cassinis G., Cortesogno L., Gaggero L., Pittau P., Ronchi A. & Sarria E. (Co-ordinators), Late Palaeozoic continental basins of Sardinia. Field trip guidebook. Inter. Field Conf. on «The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional reports and general correlations», 15-25 Sept. 1999, Brescia. 97-98.
- Neri, C., Ronchi, A., Cassinis, G., Fontana, D., Stefani, C., 1999. The Permo-Triassic succession of Cala Viola-Porto Ferro. Stratigraphy, sedimentology and sandstone petrography. «Late Palaeozoic Continental Basins of Sardinia», Field Trip Guidebook, International Field Conference on The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations, Brescia, Sept, 102-105.
- Newton, R.J., Pevitt, E.L., Wignall, P.B., Bottrell, S.H., 2004. Large shifts in the isotopic composition of seawater sulphate across the Permo-Triassic boundary in northern Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 218 (3-4), 331-345.
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Abbott, D., Brunet, M.F., Cloetingh, S., 2002. Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: Implications for mantle plumes and mantle dynamics. *Tectonophysics* 351, 3-39.
- Nombela, M., Vilas, F., Evans, G., 2009. Sedimentation in the Mesotidal Rías Bajas of Galicia (North-Western Spain): Ensenada De San Simón, Inner Ría De Vigo. Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments (Special Publication 24 of the IAS) 28, 133.
- Novak, F., Paulis, P., Moravec, B., 1997. Minerals of goyazite-svanbergite series and kemmlitzite from pyrope deposit Vestrev near Hostinne, Northern Bohemia. *Bulletin of the Czech Geological Survey* 72, 373-380.
- Nyambe, I.A., 2009. Sedimentology of the Gwembe Coal Formation (Permian), Lower Karoo Group, Mid-Zambezi Valley, Southern Zambia. En: *Fluvial Sedimentology VI*, 409-434 pp.
- Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M. 1016. *A Concise Geologic Time Scale*. Elsevier, 234 pp.
- Okolo, S.A., 1983. Fluvial distributary channels in the Fletcher Bank Grit (Namurian R2b), at Ramsbottom, Lancashire, England. *Modern and ancient fluvial systems*, 421-433.
- Oosterbaan, A.M., 1936. Étude géologique et paléontologique de la Nurra (Sardaigne): avec quelques notes sur le permien et le trias de la Sardaigne méridionale.
- Orchard, M.J., 2007. Conodont diversity and evolution through the latest Permian and Early Triassic upheavals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252, 93-117.
- Oyarzun, R., Doblas, M., López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Youbi, N., 1999. Tectonically-induced icehouse-greenhouse climate oscillations during the transition from the Variscan to the

- Alpine cycle (Carboniferous to Triassic). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 170, 3-11.
- Parés, J., Freeman, R., Roca, E., 1992. Neogene structural development in the Valencia trough margins from palaeomagnetic data. *Tectonophysics* 203, 111-124.
- Payne, J.L., Kump, L.R., 2007. Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations. *Earth and Planetary Science Letters* 256, 264-277.
- Payne, J.L., Lehrmann, D.J., Wei, J., Orchard, M.J., Schrag, D.P., Knoll, A.H., 2004. Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction. *Science* 305, 506-509.
- Payne, J.L., Turchyn, A.V., Paytan, A., DePaolo, D.J., Lehrmann, D.J., Yu, M., Wei, J., 2010. Calcium isotope constraints on the end-Permian mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107 (19), 8543-8548.
- Pe-Piper, G., Dolansky, L.M., 2005. Early diagenetic origin of Al phosphate-sulfate minerals (woodhouseite and crandallite series) in terrestrial sandstones, Nova Scotia, Canada. *American Mineralogist* 90, 1434-1441.
- Pecorini, G., 1962. Nuove osservazioni sul Permico della Nurra (Sardegna nord-occidentale). *Atti Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali* 32, 377-380.
- Peng, Y., Shi, G.R., Gao, Y., He, W., Shen, S., 2007. How and why did the Lingulidae (Brachiopoda) not only survive the end-Permian mass extinction but also thrive in its aftermath? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252, 118-131.
- Peng, Y., Zhang, S., Yu, T., Yang, F., Gao, Y., Shi, G.R., 2005. High-resolution terrestrial Permian–Triassic eventostratigraphic boundary in western Guizhou and eastern Yunnan, southwestern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 215, 285-295.
- Pérez-Arlucea, M., 1985. Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín (Provincias de Guadalajara y Teruel). Doctoral Thesis. Universidad Complutense de Madrid. 322 pp.
- Pérez-Arlucea, M., Sopeña, A., 1986. Estudio sedimentológico del Saxoniense y del Buntsandstein entre Molina de Aragón y Albarracín (Cordillera Ibérica). *Cuadernos de Geología Ibérica* 10, 117-150.
- Péron, S., Bourquin, S., Fluteau, F., Guillocheau, F., 2005. Paleoenvironment reconstruction and climate simulations of the Early Triassic: impact of the water and sediment supply on the preservation of fluvial system. *Geodin. Acta* 18 (6), 431–446.

- Pettijohn, F.J., 1975. *Sedimentary Rocks*. HarperCollins, Nueva York, 628 pp.
- Peyser, C.E., Poulsen, C.J., 2008. Controls on Permo-Carboniferous precipitation over tropical Pangaea; a GCM sensitive study. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 268, 181–192.
- Pittau Demelia, P., Flaviani, A., 1982. Aspects of the palynostratigraphy of the Triassic Sardinian sequences (Preliminary report). *Review of Palaeobotany and Palynology* 37, 329-343.
- Pittau, P., Del Rio, M., 2002. Palynofloral biostratigraphy of the Permian and Triassic sequences of Sardinia. *Rendiconti della Società Paleontologica Italiana* 1, 93-109.
- Polyak, V.J., Güven, N., 1996. Alunite, natroalunite and hydrated halloysite in Carlsbad Cavern and Lechuguilla cave, New Mexico. *Clays and Clay Minerals* 44, 843-850.
- Pomesano Cherchi, A., 1968. Studio bio- stratigrafico del sondaggio Cugiareddu nel Trias e Permico della Nurra (Sardegna nord- occidentale). Pubblicazione dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Cagliari 61, 7-51.
- Posenato, R., 2008. Patterns of bivalve biodiversity from Early to Middle Triassic in the Southern Alps (Italy): Regional vs. global events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 261, 145-159.
- Preto, N., Kustatscher, E., Wignall, P.B., 2010. Triassic climates - State of the art and perspectives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 290, 1-10.
- Pruss, S., Fraiser, M., Bottjer, D.J., 2004. Proliferation of Early Triassic wrinkle structures: implications for environmental stress following the end-Permian mass extinction. *Geology* 32, 461-464.
- Puigdefabregas, C., 1973. Miocene point bar deposits in the Ebro Basin, northern Spain. *Sedimentology* 20, 133-144.
- Pye, K., Tsoar, H., 2009. Characteristics of Windblown Sediments. En: *Aeolian Sand and Sand Dunes*, Springer, 51-97 pp.
- Quintero, I., De-la-Revilla, J., 1958. Algunos Fósiles Triásicos de la provincia de Valencia. *Not. y Com. IGME* 50, 363-367.
- Racki, G., Wignall, P.B., 2005. Late Permian double-phased mass extinction and volcanism: an oceanographic perspective. In: Over, D.J., Morrow, J.R., Wignall, P.B. (Eds.), *Understanding Late Devonian and Permian–Triassic Biotic and Climatic Events: Towards an Integrated Approach: Developments in Paleontology & Stratigraphy*. 20, 263–297.
- Radoslovich, E.W., Slade, P.G., 1980. Pseudo-trigonal symmetry and the structure of gorceixite. *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh.* 1980, 157-170.
- Ramón, X., Calvet, F., 1987. Estratigrafía y sedimentología del Muschelkalk inferior del dominio Montseny-Llobregat (Catalánides). *Estudios geológicos* 43(5-6), 471-487.

- Ramos, A., 1979. Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al oeste de Molina de Aragón (Provincia de Guadalajara). Seminarios de Estratigrafía. Serie monografías 6, Universidad Complutense, Madrid, 313 pp.
- Ramos, A., 1995. Transition from alluvial to coastal deposits (Permian-Triassic) on the Island of Mallorca, western Mediterranean. *Geological Magazine* 132, 435-447.
- Ramos, A., Doubinger, J., 1979. Découverte d'une microflore thuringienne dans le Buntsandstein de la Cordillère Ibérique (Espagne). *Comp. Rend. Acad. Sci. Paris* 289, 525-528.
- Ramos, A., Doubinger, J., 1989. Premières datations palynologiques dans le faciès Buntsandstein de l'île de Majorque (Baléares, Espagne). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 309, 1089-1094.
- Ramos, A., Sopeña, A., Perez-Arlucea, M., 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the Northwest Iberian Ranges (Central Spain). *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 862-875.
- Ramos, A., Sopeña, A., 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). *Spec. Publs int. Ass. Sediment* 6, 301-312.
- Rasmussen, B., 1996. Early-diagenetic REE-phosphate minerals (florencite, gorceixite, crandallite, and xenotime) in marine sandstones; a major sink for oceanic phosphorus. *American Journal of Science* 296, 601-632.
- Reineck, H.E., 1963. Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee.
- Remy, W., Remy, R., 1958. Beiträge zur Kenntnis der Rotliegendeflora Thüringens. *Abhandlungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Klasse für Chemie, Geologie und Biologie*. 2. 1-20 pp.
- Renné, P.R., Zichao, Z., Richards, M.A., Black, M.T., Basu, A.R., 1995. Synchrony causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism. *Science* 269, 1413-1416.
- Retallack, G.J., 1975. The life and times of a triassic lycopod. *Alcheringa* 1, 3-29.
- Retallack, G.J., 1977. *A Colour Guide to Paleosols*. John Wiley and Sons, Chichester, England. pp.
- Retallack, G.J., 1988. Field recognition of paleosols, *Special Paper of the Geological Society of America*, pp. 1-20.
- Retallack, G.J., 1995. Permian-Triassic life crisis on land. *Science* 267, 77.
- Retallack, G.J., 1997. *A colour guide to paleosols*. Wiley, 188 pp.

- Retallack, G.J., 2001. *Soils of the Past*. Blackwell, Oxford. 404 pp.
- Retallack, G.J., 2005. Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols. *Geology* 33, 333-336.
- Retallack, G.J., 2013. *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. Springer. 520 pp.
- Retallack, G.J., Greaver, T., Jahren, A.H., 2007. Return to Coalsack Bluff and the Permian–Triassic boundary in Antarctica. *Global and Planetary Change* 55, 90-108.
- Retallack, G.J., Krull, E.S., 2006. Carbon isotopic evidence for terminal-Permian methane outbursts and their role in extinctions of animals, plants, coral reefs, and peat swamps. *Geological Society of America Special Papers* 399, 249-268.
- Retallack, G.J., Metzger, C.A., Greaver, T., Jahren, A.H., Smith, R.M., Sheldon, N.D., 2006. Middle-Late Permian mass extinction on land. *Geological Society of America Bulletin* 118, 1398-1411.
- Retallack, G.J., Seyedolali, A., Krull, E.S., Holser, W.T., Ambers, C.P., Kyte, F.T., 1998. Search for evidence of impact at the Permian-Triassic boundary in Antarctica and Australia. *Geology* 26, 979-982.
- Retallack, G.J., Sheldon, N.D., Carr, P.F., Fanning, M., Thompson, C.A., Williams, M.L., Jones, B.G., Hutton, A., 2011. Multiple Early Triassic greenhouse crises impeded recovery from Late Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 308, 233-251.
- Retallack, G.J., Smith, R.M., Ward, P.D., 2003. Vertebrate extinction across Permian–Triassic boundary in Karoo Basin, South Africa. *Geological Society of America Bulletin* 115, 1133-1152.
- Retallack, G.J., Veevers, J.J., Morante, R., 1996. Global coal gap between Permian–Triassic extinction and Middle Triassic recovery of peat-forming plants. *Geological Society of America Bulletin* 108, 195-207.
- Rey, D., 1993. Aplicación de técnicas paleomagnéticas al estudio de materiales continentales rojos de edad pérmica y triásica. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid., inéd. 311 pp.
- Riba, O., Ríos, J., 1960. Observations sur la structure du secteur sudouest de la chaîne ibérique (Espagne). *Livre Mém. P. Fallot, Mém. Soc. Geol. France*, 1, 275-290.
- Riccardi, A.L., Arthur, M.A., Kump, L.R., 2006. Sulfur isotopic evidence for chemocline upward excursions during the end-Permian mass extinction. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 5740-5752.
- Richter, G., Teichmüller, R., 1933. Die entwicklung der keltiberischen ketten. *Weismannsche Buchhandlung*. 7. 118 pp.

- Roca, E., 1994. La evolución geodinámica de la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. *Acta geológica hispánica* 29, 3-25.
- Roca, E., Guimerà, J., 1992. The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203, 203-218.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Modelo tectosedimentario del sector central y septentrional del margen catalán sumergido (cubetas de Barcelona, Sant Feliu, Begur y Riumors-Roses). Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo. AGGEP, Madrid, 99-217.
- Rodríguez-López, J.P., Melendez, N., De Boer, P.L., Soria, A.R., 2010. The action of wind and water in a mid-Cretaceous subtropical erg-margin system close to the Variscan Iberian Massif, Spain. *Sedimentology* 57, 1315-1356.
- Rodríguez-Perea, A., Ramos-guerrero, E., Pomar, L., Paniello, X., Obrador, A., Martí, J., 1987. El Triásico de las Baleares. *Cuadernos de Geología Ibérica* 11, 295-321.
- Romano, C., Goudemand, N., Vennemann, T.W., Ware, D., Schneebeli-Hermann, E., Hochuli, P.A., Brühwiler, T., Brinkmann, W., Bucher, H., 2013. Climatic and biotic upheavals following the end-Permian mass extinction. *Nature Geoscience* 6, 57-60.
- Romano, C., Kogan, I., Jenks, J., Jerjen, I., Brinkmann, W., 2012. Saurichthys and other fossil fishes from the late Smithian (Early Triassic) of Bear Lake County (Idaho, USA), with a discussion of saurichthyid palaeogeography and evolution. *Bulletin of Geosciences* 87, 543-570.
- Ronchi, A., Broutin, J., Díez, J.B., Freytet, P., Galtier, J., Lethiers, F., 1998. New paleontological discoveries in some Early Permian sequences of Sardinia. Biostratigraphic and paleogeographic implications. *C. R. Acad. Sci. Paris* 327, 713-719.
- Ronchi, A., Cassinis, G., Durand, M., Fontana, D., Oggiano, G., Stefani, C., 2011b. Stratigrafia e analisi di facies della successione continentale permiana e triassica della Nurra: confronti con la Provenza e ricostruzione paleogeografica. 84° Congresso Nazionale Della Società Geologica Italiana—Sassari, 2008—Escursione E06. *Geological Field Trips* 3, 43.
- Ronchi, A., Sacchi, E., Nicosia, U., Romano, M., 2008b. Ritrovamento di un vertebrato di grandi dimensioni nei depositi continentali permiani della Nurra (Sardegna NO). *Ist Lomb (Rend Sci) B* 142, 291-306.
- Ronchi, A., Sacchi, E., Romano, M., Nicosia, U., 2011a. A huge caseid pelycosaur from north-western Sardinia and its bearing on European Permian stratigraphy and palaeobiogeography. *Acta Palaeontologica Polonica* 56, 723-738.
- Ronchi, A., Sarria, E., Broutin, J., 2008a. The “Autuniano Sardo”: basic features for a correlation through the Western Mediterranean and Paleoeurope. *Bollettino della Società geologica italiana* 127, 655-681.

- Roscher, M., Stordal, F., Svensen, H., 2011. The effect of global warming and global cooling on the distribution of the latest Permian climate zones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 309, 186-200.
- Rosell, J., Arribas, J., Elizaga, E., Gómez Gras, D., 1988. Caracterización sedimentológica y petrográfica de la serie roja permo-triásica de la isla de Menorca. *Boletín geológico y minero* 99, 71-82.
- Rosell, J., Gómez-Gras, D., 1990. Mapa y memoria explicative de las Hojas (618-I-II)-FORNELLS y (618-III)-CIUTADELLA del Mapa geológico Nacional a escala 1: 25.000. ITGE, Madrid.
- Rosell, J., Gómez-Gras, D., Elizaga, E., 1987. Mapa Geológico de España, 1:25.000, 647, Illa D'En Colom (647-IV), Maó (647-III). I.T.G.E., Madrid.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. En: Rosenbaum, G., Lister, G.S. (Eds.), *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. *Journal of the Virtual Explorer*, 8. 107 - 130 pp.
- Royer, D.L., 1999. Depth to pedogenic carbonate horizon as a paleoprecipitation indicator. *Geology* 27, 1123–1126.
- Royer, D.L., 2006. CO₂-forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 5665-5675.
- Royer, D.L., Berner, R.A., Montañez, I.P., Tabor, N.J., Beerling, D.J., 2004. CO₂ as a primary driver of phanerozoic climate. *GSA today* 14, 4-10.
- Rubidge, B.S., 1995. Biostratigraphy of the Beaufort Group (Karoo Supergroup). *Biostratigraphic Series* 1, 1-46.
- Rubidge, B.S., Sidor, C.A., 2001. Evolutionary patterns among Permo-Triassic therapsids. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 449-480.
- Rust, B.R., 1978. Depositional models for braided alluvium. *Fluvial Sedimentology* 5, 605-625.
- Ryskin, G., 2003. Methane-driven oceanic eruptions and mass extinctions. *Geology* 31, 741-744.
- Sabat, F., Muñoz, J.A., Santanach, P., 1988. Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island). *Geol Rundsch* 77, 529-538.
- Sáenz García, C., 1944. Notas y datos de la estratigrafía española. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 487-503.
- Salas, R., Casas, A., 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine Cycle of the Eastern Iberian Basin. *Tectonophysics* 228, 33-35.
- Sánchez-Moya, Y., 1991. Evolución sedimentológica y controles estructurales en un borde de

- cuenca extensional: comienzo del Mesozoico en un sector del margen occidental de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. (Inédita), 414.
- Sánchez Martínez, S., De la Horra, R., Arenas, R., Gerdes, A., Galán-Abellán, A.B., López-Gómez, J., Barrenechea, J.F., Arche, A., 2012. U-Pb Ages of Detrital Zircons from the Permo-Triassic Series of the Iberian Ranges: A Record of Variable Provenance during Rift Propagation. *The Journal of Geology* 120, 135-154.
- Sander, M., Gee, C.T., 1994. Der Buntsandstein der Eifel. *Erdgeschichte Im Rheinland*, 117-124.
- Sarkar, A., Yoshioka, H., Ebihara, M., Naraoka, H., 2003. Geochemical and organic carbon isotope studies across the continental Permo-Triassic boundary of Raniganj Basin, eastern India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 191, 1-14.
- Sciunnach, D., 2001. Heavy mineral provinces as a tool for palaeogeographic reconstruction: A case study from the Buntsandstein of Nurra (NW Sardinia, Italy. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 94, 197-211.
- Sciunnach, D., 2002. The Permo-Triassic clastics of Nurra: sedimentology, heavy mineral provinces and paleogeography. *Rendiconti della Società Paleontologica Italiana* 1, 177-184.
- Scotese, 2002. <http://www.scotese.com>.
- Scott, K.M., 1987. Solid solution in, and classification of, gossan-derived members of the alunite-jarosite family, northwest queensland, australia. *American Mineralogist* 72 (1-2), 178-187.
- Scheu, S., Wolters, V., 1991. Influence of fragmentation and bioturbation on the decomposition of 14 C-labelled beech leaf litter. *Soil Biology and Biochemistry* 23, 1029-1034.
- Schimper, W.P., Mougeot, A., 1844. *Monographie des Plantes Fossiles du Grès Bigarré de la Chaîne des Vosges*.
- Schlüter, H., Schmidt, H., 1927. Voltzia, Yuccites und andere neue Funde aus dem südhannoverschen Buntsandstein. *N. Jb. Min., Geol., Paläont., Beil.-Bd.*, B 57, 12-27.
- Schmidt, M., 1937. Probleme der westmediterranen Kontinentaltrias und Versuche ihrer Lösung. *Association pour l'étude géologique de la Méditerranée occidentale* 4, 3-57.
- Schneider, J., Körner, F., Roscher, M., Kroner, U., 2006. Permian climate development in the northern peri-Tethys area: the Lõdeve basin, French Massif Central, compared in a European and global context. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 240, 161-183.
- Schweitzer, H.J., 1986. The land flora of the English and German Zechstein sequences. *Geological Society, London, Special Publications* 22, 31-54.

- Sellwood, B.W., Valdes, P.J., 2007. Mesozoic climates, Geological Society Special Publication, pp. 201-224.
- Sephton, M.A., Jiao, D., Engel, M.H., Looy, C.V., Visscher, H., 2015. Terrestrial acidification during the end-Permian biosphere crisis? *Geology* 43, 159-162.
- Sephton, M.A., Looy, C.V., Veefkind, R.J., Brinkhuis, H., De Leeuw, J.W., Visscher, H., 2002. Synchronous record of $\delta^{13}\text{C}$ shifts in the oceans and atmosphere at the end of the Permian. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 356, 455-462.
- Sepkoski, J.J., 1984. A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. III. Post-Paleozoic families and mass extinctions. *Paleobiology* 10, 246-267.
- Sheldon, N.D., 2005. Do red beds indicate paleoclimatic conditions?: a Permian case study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 228, 305-319.
- Sheldon, N.D., Tabor, N.J., 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Science Reviews* 95, 1–52.
- Shen, J., Schoepfer, S.D., Feng, Q., Zhou, L., Yu, J., Song, H., Wei, H., Algeo, T.J., 2015. Marine productivity changes during the end-Permian crisis and Early Triassic recovery. *Earth-Science Reviews* 149, 136-162.
- Shen, W., Sun, Y., Lin, Y., Liu, D., Chai, P., 2011. Evidence for wildfire in the Meishan section and implications for Permian–Triassic events. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 1992-2006.
- Sinisi, R., Mongelli, G., Mameli, P., Oggiano, G., 2014. Did the Variscan relief influence the Permian climate of Mesoeurope? Insights from geochemical and mineralogical proxies from Sardinia (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 396, 132-154.
- Skog, J.E. 2001. Biogeography of Mesozoic leptosporangiate ferns related to extant ferns *Brittonia*, 53, 236–269
- Slowakiewicz, M., Kiersnowski, H., Wagner, R., 2009. Correlation of the Middle and Upper Permian marine and terrestrial sedimentary sequences in Polish, German, and USA Western Interior Basins with reference to global time markers. *Paleoworld* 18, 193–211.
- Smith, G.A., 1987. Sedimentology of volcanism-induced aggradation in fluvial basins: Examples from the Pacific Northwest, U.S.A. *Recent Developments in Fluvial Sedimentology* 39, 217-228.
- Smith, R., Botha, J., 2005. The recovery of terrestrial vertebrate diversity in the South African Karoo Basin after the end-Permian extinction. *C. R. Palevol* 4 (6-7), 555-568.
- Smith, R.M.H., 1995. Changing fluvial environments across the Permian-Triassic boundary in the Karoo Basin, South Africa and possible causes of tetrapod extinctions.

- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 117, 81-104.
- Soil-Survey-Staff, 1999. Keys to Soil Taxonomy. Pocahontas Press, Blackburg 600 pp.
- Solé de Porta, N., Francesc, C., Torrentó, L., 1987. Análisis palinológico del Triásico de los Catalánides (NE. España). Cuadernos de geología ibérica= Journal of iberian geology: an international publication of earth sciences, 237-254.
- Solé de Porta, N., Torrentó, L., 1985. Sucesiones microflorísticas en el Trías de los Catalánides (NE de España). Revista d'Investigacions Geològiques 41, 17-22.
- Song, H., Wignall, P., Chu, D., Tong, J., Sun, Y., Song, H., He, W., Tian, L., 2014. Anoxia/high temperature double whammy during the Permian–Triassic marine crisis and its aftermath. Sci. Rep. 4, 4132.
- Song, H., Wignall, P.B., Chen, Z.-Q., Tong, J., Bond, D.P., Lai, X., Zhao, X., Jiang, H., Yan, C., Niu, Z., 2011. Recovery tempo and pattern of marine ecosystems after the end-Permian mass extinction. Geology 39, 739-742.
- Sopeña, A., 1979. Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara. Seminarios de estratigrafía. Serie Monografías 5, Universidad Complutense de Madrid, 329.
- Sopeña, A., Doubinger, J., Ramos, A., Pérez-Arlucea, M., 1995. Palynologie du Permien et du Trias dans le centre de la Péninsule Ibérique.
- Sopeña, A., López-Gómez, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C., Hernando, S., 1988. Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. En: Triassic-jurassic rifting, Elsevier Amsterdam, 22. 757-786 pp.
- Soreghan, G.S., Soreghan, M.J., Hamilton, M.A., 2008. Origin and significance of loess in Late Paleozoic Western Pangaea: a record of tropical cold? Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol 268, 234-259.
- Soria, A.R., Liesa, C.L., Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L., Meléndez, A., 2011. An early Triassic evolving erg system (Iberian Chain, NE Spain): palaeoclimate implications. Terra Nova 23, 76-84.
- Sos, V., 1933. Los fósiles triásicos españoles del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica, 287-302.
- Speranza, F., 2000. Paleomagnetism and the Corsica-Sardinia rotation: a short review. Boll. Soc. Geol. It. 118 (1999), 537-543.
- Spötl, C., 1990. Authigenic aluminium phosphate-sulphates in sandstones of the Mitterberg Formation, Northern Calcareous Alps, Austria. Sedimentology 37, 837-845.

- Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196, 17-33.
- Stampfli, G.M., Hochard, C., 2009. Plate tectonics of the Alpine realm, Geological Society Special Publication, pp. 89-111.
- Stampfli, G.M., Marchant, R.H., 1997. Geodynamic evolution of the Tethyan margin of the Western Alps. En: Pfiffner, O.A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S., Steck, A. (Eds.), *Deepstructure of the Swiss Alps. – Results of NRP 20: 223–240*, Basel (Birkhäuser). Springer, 20. pp.
- Stanistreet, I.G., Stollhofen, H., 2002. Hoanib River flood deposits of Namib Desert interdunes as analogues for thin permeability barrier mudstone layers in aeolianite reservoirs. *Sedimentology* 49, 719-736.
- Stanley, S.M., 2009. Evidence from ammonoids and conodonts for multiple Early Triassic mass extinctions. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 15264-15267.
- Stefani, M., Furin, S., Gianolla, P., 2010. The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 290, 43-57.
- Stevens, L.G., Hilton, J., Bond, D.P., Glasspool, I.J., Jardine, P.E., 2011. Radiation and extinction patterns in Permian floras from North China as indicators for environmental and climate change. *Journal of the Geological Society* 168, 607-619.
- Stoffregen, R.E., Alpers, C.N., 1987. Woodhouseite and vanbergite in hydrothermal ore deposits: products of apatite destruction during advanced argillic alteration. *Canadian Mineralogist* 25, 201–211.
- Stordal, F., Svensen, H.H., Aarnes, I., Roscher, M., 2017. Global temperature response to century-scale degassing from the Siberian Traps Large igneous province. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 471, 96-107.
- Strunz, H., Tennyson, C., 1982. *Mineralogische Tabellen*. Akademische Verlagsgesellschaft Geest and Portig, Leipzig. 621 pp.
- Sun, Y., Joachimski, M.M., Wignall, P.B., Yan, C., Chen, Y., Jiang, H., Wang, L., Lai, X., 2012. Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse. *Science* 338, 366-370.
- Sun, Y.D., Wignall, P.B., Joachimski, M.M., Bond, D.P.G., Grasby, S.E., Sun, S., Lai, X.L., 2015. High amplitude redox changes in the late Early Triassic of South China and the Smithian–Spathian extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 427, 62-78.
- Svensen, H., Planke, S., Polozov, A.G., Schmidbauer, N., Corfu, F., Podladchikov, Y.Y., Jamveit, B., 2009. Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. *Earth and*

- Planetary Science Letters 277, 490-500.
- Tabor, N.J., Montanez, I.P., 2004. Morphology and distribution of fossil soils in the PermoPennsylvanian Wichita and Bowie Groups, north-central Texas, USA: implications for western equatorial Pangean palaeoclimate during icehouse–greenhouse transition. *Sedimentology* 51, 851-884.
- Tabor, N.J., Montanez, I.P., 2005. Oxygen and hydrogen isotope composition of Permian pedogenic phyllosilicates; development of modern surface domain arrays and implications for paleotemperature reconstructions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 223, 127–146.
- Takahashi, S., Yamasaki, S.I., Ogawa, K., Kaiho, K., Tsuchiya, N., 2015. Redox conditions in the end-Early Triassic Panthalassa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 432, 15-28.
- Taylor, A., Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society* 150, 141-148.
- Taylor, T.N., Taylor, E.L., Krings, M., 2009. *Paleobotany. The Biology and Evolution of Fossil Plants*. Academic Press, 1230 pp.
- Thorne, C.R., Russel, A.P., Alam, M.K., 1993. Planform pattern and channel evolution of the Brahmaputra River, Bangladesh. En: Best, J.L., Bristow, C.S. (Ed.) *Braided Rivers: Geological Society Special Publication*, 75. 257–276 pp.
- Tohver, E., Cawood, P.A., Riccomini, C., Lana, C., Trindade, R.I.F.d., 2013. Shaking a methane fizz: Seismicity from the Araguinha impact event and the Permian–Triassic global carbon isotope record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 387, 66-75.
- Tourani, A., Benaouiss, N., Gand, G., Bourquin, S., Jalil, N.E., Broutin, J., Battail, B., Germain, D., Khaldoune, F., Sebban, S., Steyer, J.S., Vacant, R., 2010. Evidence of an Early Triassic age (Olenekian) in Argana Basin (High Atlas, Morocco) based on new chirotheriid traces. *Comptes Rendus - Palevol* 9, 201-208.
- Tozer, E., 1981. Triassic Ammonoidea: classification, evolution and relationship with Permian and Jurassic forms. *The ammonoidea* 18, 66-100.
- Triplehorn, D.M., Stanton, R.W., Ruppert, L.F., Crowley, S.S., 1991. Volcanic ash dispersed in the Wyodak-Anderson coal bed, Powder River basin, Wyoming. *Organic Geochemistry* 17, 567-575.
- Tu, C., Chen, Z.-Q., Harper, D.A.T., 2016. Permian–Triassic evolution of the Bivalvia: Extinction-recovery patterns linked to ecologic and taxonomic selectivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 459, 53-62.
- Twitchett, R.J., 1999. Palaeoenvironments and faunal recovery after the end-Permian mass

- extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 154, 27-37.
- Twitchett, R.J., 2006. The palaeoclimatology, palaeoecology and palaeoenvironmental analysis of mass extinction events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 232, 190-213.
- Twitchett, R.J., 2007. Climate change across the Permian/Triassic boundary, Geological Society Special Publication, pp. 191-200.
- Twitchett, R.J., Looy, C.V., Morante, R., Visscher, H., Wignall, P.B., 2001. Rapid and synchronous collapse of marine and terrestrial ecosystems during the end-Permian biotic crisis. *Geology* 29, 351-354.
- Tyrrell, S., Houghton, P.D.W., Souders, A.K., Daly, J.S., Shannon, P.M., 2012. Large-scale, linked drainage systems in the NW European Triassic: insights from the Pb isotopic composition of detrital K-feldspar. *Journal of the Geological Society* 169, 279-295.
- Uhl, D., Kerp, H., 2002. Preservation of fossil plants from the Zechstein (Upper Permian) of Central Europe. *Freiberger Forschungshefte C* 497, 29-43.
- Vachard, D., Colin, D., 1994. Etude micropaléontologique et palynologique du "Muschelkalk" de Minorque (Trias, Iles Baléares, Espagne) et précisions sur la systématique des involutinidés (Foraminifères). *Rev. Paléobiol* 13.
- Vai, G.B., 1991. Palaeozoic strike-slip rift pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean Tethyan Realm. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 87, 253-282.
- Vai, G.B., 2003. Development of the paleogeography of Pangea from Late Carboniferous to Early Permian. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 196, 125-155.
- Van Wees, J.D., Arche, A., Bejldorff, C.G., López-Gómez, J., Cloetingh, S.A.P.L., 1998. Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): Inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic). *Tectonophysics* 300, 285-310.
- Vardabasso, S., 1966. Il Verrucano sardo. *Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa, settembre 1965*, 293-310.
- Vargas, H., Gaspar-Escribano, J.M., López-Gómez, J., Van Wees, J.D., Cloetingh, S., de La Horra, R., Arche, A., 2009. A comparison of the Iberian and Ebro Basins during the Permian and Triassic, eastern Spain: A quantitative subsidence modelling approach. *Tectonophysics* 474, 160-183.
- Veevers, J., Conaghan, P., Shaw, S., 1994. Turning point in Pangean environmental history at the Permian/Triassic (P/Tr) boundary. *Geological Society of America Special Papers* 288, 187-196.
- Vegas, R., 1997. Wrench (transcurrent) fault system of the south-western Iberian Peninsula,

- paleogeographic and morphostructural implications. *Geologische Rundschau* 64, 266-278.
- Vera, J., 2004. *Geología de España*. IGME. 884 pp.
- Verneuil, E.d., Collomb, E.d., 1853. Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. *Bulletin de la Société géologique de France* 10, 61-176.
- Viallard, P., 1973. *Reserches sur le cycle alpin dans la Chain Iberique sud occidentale*. Paul Sabatier, Toulouse. 445 pp.
- Vieillard, P., Tardy, Y., Nahon, D., 1979. Stability fields of clays and aluminum phosphates: Parageneses in lateritic weathering of argillaceous phosphatic sediments. *American Mineralogist* 64, 626-634.
- Vilanova, J., 1863. *Ensayo de descripción geognóstica de la provincia de Teruel, en sus relaciones con la agricultura de la misma*. Imprenta Nacional. 321 pp.
- Villaseca, S., 1920. Contribució a l'estudi dels terrenys triàsics de la provincia de Tarragona. *Treb. Mus. Cienc. Nat. Barcelona*, VIII. VIII. 66 pp.
- Virčava, I., Somelar, P., Liivamägi, S., Kirs, J., Kirsimäe, K., 2015. Origin and paleoenvironmental interpretation of aluminum phosphate–sulfate minerals in a Neoproterozoic Baltic paleosol. *Sedimentary Geology* 319, 114-123.
- Virgili, C., 1958. *El triásico de los Catalánides*. Instituto Lucas Mallada. Instituto Geológico y Minero de España. 856 pp.
- Virgili, C., 1989. Permian subdivision in the Iberian microplate (western Tethys). *XIe Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du carbonifère Beijing 1987*, 277-285.
- Virgili, C., 2008. The Permian-Triassic transition: Historical review of the most important ecological crises with special emphasis on the Iberian Peninsula and Western-Central Europe/La transición Permo-Triásica: Revisión histórica de la crisis ecológica más importante con especial énfasis en la Península Ibérica y Europa Central y Occidental. *Journal of Iberian geology* 34, 123.
- Virgili, C., Hernando, S., Ramos, A., Sopeña, A., 1973. Nota previa sobre el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Acta geológica hispánica* 8, 73-80.
- Virgili, C., Ramos, A., Sopeña, A., Costa, S.H., 1977. Problemas de la cronoestratigrafía del Trías en España. *Cuadernos de Geología Ibérica* 4, 57-90.
- Visscher, H., 1971. The Permian and Triassic of the Kingscourt outlier, Ireland. A palynological investigation related to regional stratigraphic problems in the Permian and Triassic of western Europe. *Spec. Pap.-Geol. Surv. Irel.* 1, 1-114.

- Visscher, H., Kerp, H., Clement-Westerhof, J.A., Looy, C.V., 2001. Permian floras of the Southern Alps, Permian continental deposits of Europe and other areas. Regional reports and correlations, Museo Civico di Science Naturali di Brescia, pp. 117-123.
- Wagner, R.H., Álvarez-Vázquez, C., 2010. The Carboniferous floras of the Iberian Peninsula: a synthesis with geological connotations. *Review of Palaeobotany and Palynology* 162, 239-324.
- Wang, J., Gao, P., Kang, M., Lowe, A.J., Huang, H., 2009. Refugia within refugia: the case study of a canopy tree (*Eurycorymbus cavaleriei*) in subtropical China. *Journal of Biogeography* 36, 2156-2164.
- Wang, Y.D., Guignard, G. Barale, G. 1999. Morphological and ultrastructural studies on in situ spores of *Oligocarpia* (Gleicheniaceae) from the Lower Permian of Xinjiang, China
- Wang, W., Cao, C., Wang, Y., 2004. The carbon isotope excursion on GSSP candidate section of Lopingian–Guadalupian boundary. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 57-67.
- Wang, Z.Q., 1996. Recovery of vegetation from the terminal Permian mass extinction in North China. *Review of Palaeobotany and Palynology* 91, 121-142.
- Ward, P.D., Montgomery, D.R., Smith, R., 2000. Altered river morphology in South Africa related to the Permian-Triassic extinction. *Science* 289, 1740-1743.
- Wei, H., Shen, J., Schoepfer, S.D., Krystyn, L., Richoz, S., Algeo, T.J., 2015. Environmental controls on marine ecosystem recovery following mass extinctions, with an example from the Early Triassic. *Earth-Science Reviews* 149, 108-135.
- Weil, A.B., Van der Voo, R., van der Pluijm, B.A., 2001. Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain). *Geology* 29, 991-994.
- Westphal, M., Bardon, C., Bossert, A., Hamzeh, R., 1973. A computer fit of Corsica and Sardinia against southern France. *Earth and Planetary Science Letters* 18, 137-140.
- Westphal, M., Orsini, J., Vellutini, P., 1976. Le microcontinent corso-sarde, sa position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques. *Tectonophysics* 30, 141-157.
- Wignall, P.B., 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Science Reviews* 53, 1-33.
- Wignall, P.B., 2007. The End-Permian mass extinction - How bad did it get? *Geobiology* 5, 303-309.
- Wignall, P.B., Sun, Y., Bond, D.P., Izon, G., Newton, R.J., Védérine, S., Widdowson, M., Ali, J.R., Lai, X., Jiang, H., 2009. Volcanism, mass extinction, and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China. *science* 324, 1179-1182.

- Wignall, P.B., Twitchett, R.J., 2002. Extent, duration and nature of the Permian-Triassic superanoxic event. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geological Society of America (Special Paper), Boulder, CO., 395-413.
- Wilkinson, M.T., Richards, P.J., Humphreys, G.S., 2009. Breaking ground: pedological, geological, and ecological implications of soil bioturbation. *Earth-Science Reviews* 97, 257-272.
- Williams, M.L., Jones, B.G., Carr, P.F., 2012. Geochemical consequences of the Permian–Triassic mass extinction in a non-marine succession, Sydney Basin, Australia. *Chemical Geology* 326–327, 174-188.
- Willis, B.J., Behrensmeyer, A.K., 1994. Architecture of Miocene overbank deposits in northern Pakistan. *Journal of Sedimentary Research* B64, 60-67.
- Willis, K., McElwain, J., 2014. *The evolution of plants*. Oxford University Press. 382 pp.
- Wills, L.J., 1910. On the fossiliferous Lower Keuper Rocks of Worcestershire: With descriptions of some of the plants and animals discovered therein. *Proceedings of the Geologists' Association* 21, 249-331.
- Winguth, C., Winguth, A.M.E., 2012. Simulating Permian-Triassic oceanic anoxia distribution: Implications for species extinction and recovery. *Geology* 40, 127-130.
- Wit, M.J., Ghosh, J.G., de Villiers, S., Rakotosolof, N., Alexander, J., Tripathi, A., Looy, C., 2002. Multiple organic carbon isotope reversals across the Permo-Triassic boundary of terrestrial Gondwana sequences: clues to extinction patterns and delayed ecosystem recovery. *The Journal of Geology* 110, 227-240.
- Wood, J.M., 1989. Alluvial architecture of the Upper Cretaceous Judith River Formation, Dinosaur Provincial Park, Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 37, 169-181.
- Woods, A.D., 2005. Paleoceanographic and paleoclimatic context of Early Triassic time. *Comptes Rendus Palevol* 4, 463-472.
- Woods, A.D., Bottjer, D.J., Mutti, M., Morrison, J., 1999. Lower Triassic large sea-floor carbonate cements: Their origin and a mechanism for the prolonged biotic recovery from the end-Permian mass extinction. *Geology* 27, 645-648.
- Wright, V.P., Tucker, M.E., 1991. *Calcretes: an introduction*. IAS Reprint Series. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 2. 1-22 pp.
- Xie, S., Pancost, R.D., Wang, Y., Yang, H., Wignall, P.B., Luo, G., Jia, C., Chen, L., 2010. Cyanobacterial blooms tied to volcanism during the 5 my Permo-Triassic biotic crisis. *Geology* 38, 447-450.
- Yao, Z., Taylor, T.N. 1988. On a new gleicheniaceus fern from the Permian of South China.

- Rev. Palaeobot. Palynol., 54 (1988), pp. 121–134
- Yin, H., 1990. Palaeogeographic distribution and stratigraphic range of the Lower Triassic *Claraia*, *Pseudoclarai* and *Eumorphotis* (Bivalvia). *Journal of the China University of Geosciences* 1, 98-110.
- Yin, H.F., Song, H.J., 2013. Mass extinction and Pangea integration during the Paleozoic-Mesozoic transition. *Science China Earth Sciences* 56, 1791-1803.
- Ziegler, P.A., 1988. Post-Hercynian plate reorganization in the Tethys and Arctic-North Atlantic domains. *Triassic-Jurassic Rifting* 22, 711-755.
- Ziegler, P.A., 1990. Geological atlas of western and central Europe, Geological Society of London.
- Ziegler, P.A., Stampfli, G.M., 2001. Late Palaeozoic-Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys. *Natura Bresciana* 25, 17-34.



IM
2017



IGEO
INSTITUTO DE GEOCIENCIAS